

CONSIGLIO NAZIONALE DELLE RICERCHE

20

**STUDI E RICERCHE SULLE ACQUE
SOTTERRANEE E SULL'INTRUSIONE
MARINA IN PUGLIA (Penisola Salentina)**

Vincenzo Cotecchia

ISTITUTO DI RICERCA SULLE ACQUE



VINCENZO COTECCHIA

STUDI E RICERCHE SULLE ACQUE SOTTERRANEE
E SULL'INTRUSIONE MARINA IN PUGLIA (Penisola Salentina)

Studies and Investigations on Apulian Groundwater and Intruding Seawaters
(Salento Peninsula)

*Ricerche condotte dall'Istituto di Geologia Applicata e Geotecnica dell'Università di Bari
(sett. 1966 - dic. 1972, contratti di ricerca nn. 8581-24-58-105-129 rep. IRSA)*

L'Autore ringrazia il Geom. Leopoldo Romanazzi per aver curato la stampa del volume

Roma, 1977

La riproduzione è autorizzata a condizione che venga citata la fonte:
Istituto di Ricerca sulle Acque, ROMA

Quaderni dell'Istituto di Ricerca sulle Acque, 20

Copertina di PIERO FUSCO

Finito di stampare nel mese di marzo 1977 dalla
LITHOPRINT
per incarico dell'Istituto di Ricerca sulle Acque - Roma

INDICE

Premesse e finalità del programma	Pag. 9
---	--------

PARTE I - INQUADRAMENTO GEOLOGICO E IDROGEOLOGICO

1. Principali aspetti geologici e paleogeografici	» 17
1.1. Premessa	» 17
1.2. Cenni sui lineamenti geologici della Puglia	» 18
1.3. Principali caratteri geologici e morfologico-strutturali della Penisola Salentina	» 18
1.4. Lineamenti paleogeografici della Penisola Salentina	» 23
Bibliografia	» 24
2. Condizioni idrogeologiche	» 25
2.1. Permeabilità e stato di fratturazione e di incarsimento delle rocce della piattaforma carbonatica Apula e cenni sulla paleo-idrogeologia del Salento	» 25
2.2. Caratteri di permeabilità delle rocce miocenico-quadernarie	» 29
2.3. Schema della circolazione idrica sotterranea nelle rocce della piattaforma carbonatica Apula	» 31
Bibliografia	» 34

PARTE II - METODOLOGIE E TECNICHE IMPIEGATE

3. Metodologie e tecniche tradizionali	» 37
3.1. Misura e registrazione dei livelli freatici e piezometrici	» 37
3.2. Misura e registrazione di temperatura	» 38
3.3. Misure di salinità	» 39
3.4. Analisi delle acque	» 40
3.5. Isolamenti provvisori e definitivi di tratti di pozzi trivellati	» 45
Bibliografia	» 49
4. Metodologie e tecniche isotopiche	» 50
4.1. Traccianti e tecniche di misura	» 51
4.2. Campi di applicazione dei traccianti	» 53
4.3. Misura della radioattività naturale dei terreni	» 65
4.4. Misura del radon-222 nelle acque sotterranee	» 66
4.5. Tecniche di campionamento di acque per determinazioni del contenuto in carbonio-14	» 69
4.6. Impiego delle sonde a radioisotopi	» 70
Bibliografia	» 77

PARTE III - INTERPRETAZIONE DEI DATI, ELABORAZIONI E RISULTATI ACQUISITI

5. Comportamento dinamico della superficie della falda e dell'interfaccia acqua di mare-acqua di falda	» 81
5.1. Influenza della pressione atmosferica sui livelli della « falda profonda » della Penisola Salentina	» 81
5.2. Influenza delle fluttuazioni del mare sui livelli delle falde costiere	» 87
5.3. Analisi del comportamento dinamico della superficie della « falda profonda » della Penisola Salentina	» 94

5.4. Influenza dell'acqua di mare di invasione continentale sull'acqua di falda	Pag. 102
Bibliografia	» 112
6. Chimismo delle precipitazioni meteoriche e delle acque sotterranee in Puglia	» 113
6.1. Chimismo delle precipitazioni liquide	» 113
6.2. Chimismo delle precipitazioni secche	» 119
6.3. Influenza del chimismo delle precipitazioni meteoriche (liquide + secche) sulle acque sotterranee	» 126
6.4. Cenni sul chimismo delle falde superficiali della Penisola Salentina	» 135
6.5. Chimismo delle acque della falda profonda della Penisola Salentina	» 138
6.6. Considerazioni conclusive	» 140
Bibliografia	» 142
7. Condizioni di efflusso a mare delle acque di falda	» 143
7.1. Indagini sugli efflussi a mare lungo la costa Salentina	» 143
7.2. Lineamenti idrogeologici della zona di S. Isidoro	» 153
7.3. Idrogeologia della zona della sorgente Chidro	» 161
7.4. Cenni sui « citri » del Mar Piccolo di Taranto	» 178
7.5. Studio idrogeologico della zona delle sorgenti Idume	» 181
Bibliografia	» 219
8. Ricerche sul comportamento della falda profonda a mezzo di misure di temperatura e determinazioni dei contenuti in isotopi ambientali	» 221
8.1. Temperatura delle acque sotterranee nella Penisola Salentina	» 221
8.2. Contenuti isotopici delle acque di falda	» 254
Bibliografia	» 265

APPENDICE

I. Rilievi di salinità e clorinità in pozzi perforati della Penisola Salentina	» 269
II Rilievi di salinità e clorinità in pozzi a scavo della Penisola Salentina	» 279
III Analisi chimiche totali delle acque prelevate in pozzi, sorgenti, polle e canali della Penisola Salentina, nonché di acque di mare	» 289
IV Zona sorgenti Idume: ione cloruro (g/l) a livello statico	» 293
V Determinazione in sito della CO ₂ indipendente, del pH, degli ioni HCO ₃ ⁻ e CO ₃ ⁻⁻	» 294
VI Valori del contenuto in radon (10 ⁻¹⁰ Ci/l) nelle acque di pozzi e sorgenti	» 296
VII Composizioni chimiche medie mensili relative a 11 stazioni pluviografiche di campionamento	» 303
VIII Composizioni chimiche medie semestrali delle precipitazioni liquide alle stazioni di Bari Lab., Bari S.I. e Noci	» 309
IX Composizioni chimiche medie delle precipitazioni secche alle stazioni di Bari S.I., Bari Lab. e Noci	» 310
X Altezze mensili (in mm) di pioggia	» 313
XI Valori mensili dei parametri atmosferici alle stazioni di: Noci, Bari S.I., e Bari Lab.	» 314
XII Medie semestrali dei parametri atmosferici alle tre stazioni di: Bari S.I., Bari Lab. e Noci	» 316
XIII Altezze idrometriche nei canali Chidro e Boraco relative agli anni 1969, 1970, 1971, 1973 (V. par. 7.3.4.)	» 317
XIV Misure di portata nei canali Chidro e Boraco e relative altezze idrometriche (V. par. 7.3.4.)	» 324
XV Misure di portata in pozzi a scavo della zona delle sorgenti Idume con indicazioni di temperatura, residuo salino, ione cloruro e radon	» 325
XVI Misure di portata alle sorgenti del Gargano e precipitazioni meteoriche negli anni 1969-1970-1971	» 332
XVII Correlazioni tra oscillazioni freaticometriche ai pozzi della rete idrometrografica dell'Ente Irrigazione e altezze di pioggia, effettuate dalla sezione autonoma di Bari del Servizio Idrografico	» 338

CONTENTS

Foreword: Project aims	Page 351
----------------------------------	----------

PART I - GEOLOGIC AND HYDROGEOLOGIC SETTING

1. Main geologic and palaeogeographic aspects	Page 357
1.1. Introduction	» 357
1.2. Outline of the geology of Apulia	» 357
1.3. Geologic, geomorphologic and structural setting of the Salento Peninsula	» 358
1.4. Palaeogeographic setting of the Salento Peninsula	» 359
References	» 359
2. Hydrogeologic conditions	» 360
2.1. Permeability, fracturing and karstification of Apulian platform rocks and outline of Salento Peninsula palaeohydrogeology	» 360
2.2. Permeability of the Miocene and Quaternary formations	» 361
2.3. Groundwater movement in rocks of the Apulian carbonate platform	» 361
References	» 363

PART II - METHODOLOGIES AND TECHNIQUES

3. Traditional methodologies and techniques	Page 367
3.1. Measurement and recording of water table and piezometric levels	» 367
3.2. Temperature measurement and recording	» 367
3.3. Salinity measurements	» 368
3.4. Water analysis	» 369
3.5. Temporary and permanent isolation of lengths of borehole	» 373
References	» 374
4. Isotope methodologies and techniques	» 375
4.1. Tracers and measuring techniques	» 375
4.2. Fields of application of tracers	» 377
4.3. Measurement of natural radioactivity in rocks	» 382
4.4. Measurement of radon-222 in groundwaters	» 382
4.5. Water sampling techniques for determination of carbon-14 content	» 384
4.6. Use of radioisotope probes	» 384
References	» 387

PART III - INTERPRETATION OF DATA AND PROCESSING OF RESULTS

5. Dynamic behaviour of groundwater surface and of seawater-groundwater interface .	Page 391
5.1. Influence of atmospheric pressure on levels in the deep aquifer of the Salento Peninsula	» 391
5.2. Influence of sea level fluctuations on the levels of groundwaters in coastal aquifers	» 392
5.3. Examination of dynamic behaviour of groundwater surface in the deep aquifer of the Salento Peninsula	» 396

5.4. Influence of seawater on groundwaters	Page 398
References	» 400
6. Chemistry of Apulian rainwaters and groundwaters	» 402
6.1. Rainwater chemistry	» 402
6.2. Dry fallout chemistry	» 403
6.3. Influence of the chemistry of meteoric precipitations (rainwater + dry fallout) on groundwaters	» 406
6.4. Chemistry of the shallow groundwaters	» 408
6.5. Chemistry of the deep groundwaters	» 409
6.6. Conclusions	» 410
References	» 410
7. Seaward outflow of groundwaters	» 411
7.1. Investigations of seaward outflows on the Salento coast	» 411
7.2. Hydrogeology of the S. Isidoro area	» 417
7.3. Hydrogeology of the Chidro Spring area	» 420
7.4. The « citri » of Mar Piccolo at Taranto	» 427
7.5. Hydrogeology of the Idume Spring area	» 428
References	» 439
8. Temperature logging and determination of environmental isotope content of Salento Peninsula deep aquifer groundwaters	» 440
8.1. Temperature	» 440
8.2. Isotope content	» 446
References	» 449
List of figures, tables and appendixes	» 451

PRESENTAZIONE

Le disponibilità idriche sotterranee dell'Italia meridionale hanno rappresentato, fin dagli inizi dell'attività dell'Istituto di Ricerca sulle Acque, un obiettivo di studio di primaria importanza. In quest'ordine di idee va vista la estesa ed organica ricerca oggetto della presente pubblicazione, riferentesi alla idrogeologia — pressoché sconosciuta fino a 30 anni fa — di una regione per buona parte priva di corsi d'acqua superficiali.

Della « Puglia sitibonda » dei secoli passati testimonia la particolare ubicazione di numerosi e grossi insediamenti interni della regione, nati solo laddove casualmente sottili fazzoletti di terreno sabbioso, sostenuti da lenti di argilla, consentivano la formazione di piccole falde acquifere poggianti sul sottostante complesso calcareo fratturato e carsicizzato. Le riserve acquifere contenute abbondantemente in quest'ultimo venivano invece alla ribalta solo nell'ultimo dopoguerra, allorché Enti di bonifica, Ministero dell'Agricoltura e Cassa per il Mezzogiorno davano impulso ad una intensa esplorazione per l'attingimento della cosiddetta falda carsica, raggiungendola talora solo a notevoli profondità.

Queste iniziative, poche volte coordinatamente svolte, se da un lato contribuivano notevolmente allo sviluppo dell'irrigazione e all'attuazione di approvvigionamenti potabili ed industriali di punta, d'altro lato ponevano all'attenzione dello studioso il rilevante problema della tutela delle acque sotterranee, non soltanto sotto il profilo quantitativo, bensì anche agli effetti della qualità. Le rocce calcaree fratturate sono invase dalle acque marine, che specialmente in regime di esercizio dei pozzi danno luogo ad influenze sulla falda di acqua dolce sovrastante, assai complesse sotto il profilo scientifico e pratico. Di qui i motivi che inducevano l'Istituto di Ricerca sulle Acque del CNR ad approvare e finanziare, attraverso i modi e i tempi riassunti nella premessa al presente volume, un progetto di ricerca originale ampio e dettagliato.

L'interesse degli argomenti affrontati e risolti nella presente ricerca va ben al di là della regione cui in particolare gli studi si riferiscono, in quanto l'intrusione marina e la sua influenza sulle falde acquifere, benché largamente presente e dannosa in moltissime aree costiere sparse in tutto il mondo, non trova una letteratura scientifica esauriente. Pertanto la presente ricerca veniva compresa nel contributo italiano al Decennio Idrologico Internazionale dell'UNESCO, dove ci si aspetta che i risultati possano trovare larga utilizzazione.

I risultati costituiscono ancora un motivo di interesse per gli studi intrapresi dall'Istituto per la gestione e la protezione degli acquiferi, con l'impiego delle più avanzate metodologie di analisi dell'informazione.

Va ricordato infine che, grazie alla proficuità ed all'interesse pratico immediato dei risultati conseguiti, questi oggi costituiscono una preziosa premessa agli effetti dell'attuazione del Progetto Speciale n. 14 che la Cassa per il Mezzogiorno ha predisposto a favore dell'approvvigionamento idrico delle regioni Puglia e Lucania.

A quanti con intelligente impegno hanno svolto la ricerca e, in particolare, al Prof. Ing. Vincenzo Cotecchia che l'ha diretta, va il più vivo apprezzamento e ringraziamento.

ROBERTO PASSINO

Direttore dell'Istituto di Ricerca sulle Acque

Roma, 30 Marzo 1977

Premesse e finalità del programma

In Puglia, regione pressoché priva di corsi d'acqua superficiali e di sorgenti che non siano quelle salmastre costiere, il problema dell'approvvigionamento idrico è sempre stato di primaria importanza: è noto infatti che l'economia di questa regione è stata in ogni tempo condizionata dalla disponibilità di acqua dolce. Per tali ragioni presenta particolare interesse la diffusa ed imponente circolazione idrica sotterranea, esplicantesi nelle masse calcaree mesozoiche fratturate, costituenti l'imbasamento della regione.

Dal 1950 ad oggi, per attingere a tale riserva idrica, sono stati trivellati da enti (principalmente Ente Irrigazione di Puglia e Lucania e Acquedotto Pugliese), industrie e privati alcune migliaia di pozzi, il cui censimento è ancora materia d'accertamento, né tantomeno è nota la portata complessiva che annualmente dai detti pozzi viene estratta. Intanto in alcune aree (in particolare in provincia di Brindisi) ove gli insediamenti industriali e l'agricoltura hanno avuto un più forte sviluppo in questi ultimi anni, già si riscontrano sensibili depauperamenti della falda e locali fenomeni di salinizzazione ad opera dell'intrusione marina nel continente. Per giunta non sono da trascurare i fenomeni d'inquinamento in genere (estranei agli obiettivi posti nel presente programma di ricerca), per la infiltrazione di acque di scarico, fognanti o di residui di varia natura convogliati verso la zona satura con le acque di origine meteorica.

Le conoscenze scientifiche che si avevano prima dell'espletamento del programma di ricerche, cui si riferisce la presente monografia, erano veramente scarse. A cura dell'Ente Autonomo Acquedotto Pugliese e con la collaborazione dello scrivente, alcune indagini parziali erano state svolte, con fondi derivanti talora dal Ministero Agricoltura e Foreste, talora dalla Cassa per il Mezzogiorno. Tuttavia, data la limitatezza dei mezzi ottenibili per fini di speculazione scientifica e stanti le finalità pure e semplici di esercizio immediato dei pozzi eseguiti, sommarie risultavano le conoscenze sull'influenza dell'acqua di mare sulle acque di falda. Ciò è confermato da quanto lo scrivente aveva modo di illustrare in alcune note a stampa precedenti al presente programma di studi ⁽¹⁾. Era quindi evidente la necessità di studiare più approfonditamente le falde profonde pugliesi, al fine di acquisire rigorosi elementi di giudizio, circa i meccanismi che ne regolano la alimentazione ed i deflussi, tali da indicare per il futuro, su basi conoscitive fondate, le possibilità d'impiego e le modalità di tutela delle risorse idriche stesse.

⁽¹⁾ COTECCHIA V.: «Influenza dell'acqua marina sulle falde acquifere in zone costiere, con particolare riferimento alle ricerche di acqua sotterranea in Puglia». *Geotecnica*, 3, (1955).

COTECCHIA V.: «Gli aspetti idrogeologici del Tavoliere delle Puglie». *L'Acqua*, XXXIV, (11-12), (1956).

COTECCHIA V.: «La stratificazione alina nelle falde con superfici di fondo rappresentate dall'acqua marina e precisazioni sul comportamento idraulico dei pozzi relativi a siffatte falde» (in collaborazione con E. Orabona). *Ingegneria Sanitaria*, 1, (1959).

COTECCHIA V.: «Geohydrological aspects of the cretaceous limestone aquifer in Apulia and their bearing on the practical avoidance of sea water contamination in extraction from wells and springs». *Quaderni di Geofisica Applicata*, XXIV, (1963).

COTECCHIA V.: «Natural tracing by seasonal variation of O^{18}/O^{16} Ratio in a Ground Water Research» (in collaborazione con E. Tongiorgi). *Symposium on the Application of Radioisotopes in Hydrology*, Tokio, (march 1963).

COTECCHIA V.: «Sullo stato delle conoscenze del fenomeno dell'influenza marina sulle falde acquifere». *Atti del Convegno sul problema delle acque in Italia, parte I: Le acque sotterranee*, F.A.S.T., Milano, (1965).

COTECCHIA V., MAGRI G.: «Idrogeologia del Gargano». *Geol. Appl. e Idrogeol.*, vol. I, Bari, (1966).

In considerazione di quanto sopra, la « Commissione Consultiva per l'Approvvigionamento Idrico con speciale riguardo ai processi di dissalazione » del CNR nel febbraio 1965 invitava lo scrivente a presentare un primo programma di studi e ricerche da svolgere in Puglia, per acclarare, avvalendosi anche delle ricerche in precedenza già espletate e sopra menzionate, elementi concreti sui fenomeni idrogeologici caratteristici della regione. Il tutto « finalizzato » con riferimento non soltanto alle modalità di deflusso, di affioramento e di prelievo delle falde, bensì anche alle metodologie tecniche più avanzate per lo studio di siffatti fenomeni.

Nel luglio 1965 veniva nominato dal CNR un apposito Gruppo di Lavoro ⁽²⁾ per il programma « acque sotterranee della Puglia », al quale veniva affidato il compito di preparare, sulla base di alcune proposte dello scrivente e tenendo conto delle raccomandazioni della Commissione Direttiva, un progetto esecutivo di indagini e studi ed i relativi preventivi di spesa.

Il contenuto della ricerca mirava in particolare a porre le basi per una razionale utilizzazione e conservazione delle risorse idriche della parte centrale della Penisola Salentina; una limitazione dell'area di ricerca si rendeva necessaria, data la vastità della regione. Il programma prevedeva specificatamente studi e ricerche:

— sul comportamento idrologico della « falda profonda » della parte centrale della Penisola Salentina;

— sull'influenza dell'acqua di mare sull'acqua di falda, per determinare l'effettivo andamento della stratificazione alina ed il comportamento dell'interfaccia;

— sulle condizioni di efflusso delle acque di falda in prossimità della costa, con studi approfonditi alle sorgenti Chidro e Idume.

Questi ultimi obiettivi venivano inclusi nella ricerca, data l'importanza che nella regione hanno le notevoli dispersioni a mare della falda attraverso le innumerevoli sorgenti costiere, talune delle quali aventi portata considerevole (Chidro oltre 2500 l/sec; Idume circa 1200 l/sec) e la delicatezza dei problemi idrogeologici e tecnici che si pongono in sede di captazione delle sorgenti stesse.

Fra gli obiettivi del « programma » veniva compreso, come si è già detto, anche quello, di notevole rilievo, relativo alla messa a punto di metodologie avanzate ed attrezzature da impiegarsi in ricerche idrologiche in mezzi fessurati, con particolare riguardo ai rapporti acqua di falda-acqua marina.

Le dette ricerche, per la loro originalità ed importanza, venivano prospettate e accettate dall'UNESCO quale contributo italiano al « Decennio Idrologico Internazionale ».

Nel 1968, con la costituzione dell'Istituto di Ricerca sulle Acque del CNR, tutta l'attività di ricerca sulle falde pugliesi veniva inserita tra i programmi ordinari dell'Istituto stesso, dove riceveva ulteriori impulsi e poteva quindi essere condotta a compimento, conformemente alle previsioni ed agli obiettivi inizialmente proposti.

L'esecuzione materiale delle ricerche veniva affidata all'Istituto di Geologia Applicata e Geotecnica della Facoltà di Ingegneria dell'Università di Bari, con la collaborazione costante ed attiva della Sezione Autonoma per la Puglia del Servizio Idrografico del Ministero dei Lavori Pubblici e dell'Ente per lo Sviluppo dell'Irrigazione e la Trasformazione Fondiaria in Puglia e Lucania. Con questi tre organismi il CNR stipulava convenzioni dirette e distinte.

All'Istituto di Geologia Applicata e Geotecnica veniva affidato il compito della programmazione globale delle ricerche, dell'elaborazione dei dati e delle conclusioni della ricerca stessa. Onde controllare lo svolgimento della ricerca dal punto di vista scientifico e nella sua attinenza alle finalità pratiche prestabilite, veniva istituito un apposito Comitato Tecnico di coordinamento ⁽³⁾. Tale Comitato, nel corso dello svol-

⁽²⁾ Del gruppo di lavoro facevano parte: Prof. Dr. Giambattista DAL PIAZ, presidente; Prof. Ing. Vincenzo COTECCHIA, Dr. Ing. Roberto DENTICE D'ACCADIA, Dr. Ing. Renato LONOCE, membri.

⁽³⁾ Del Comitato facevano parte i Sigg.: Prof. Ing. Roberto PASSINO, Prof. Ing. Vincenzo COTECCHIA, Ing. Leopoldo ZORZI, Ing. Renato LONOCE, Ing. Fiorenzo COTECCHIA (successivamente sostituito dal Prof. Ing. Marcello BENEDINI. In un secondo tempo entravano a far parte del Comitato Tecnico anche il Prof. Lamberto CANALI, già componente della Commissione Consultiva per il « Programma di Ri-

gimento del « Programma », teneva quindici riunioni durante le quali, esaminati e discussi i risultati via via acquisiti e presentati in « stati di avanzamento dei lavori », tracciava le direttive per il proseguimento delle indagini.

L'Istituto di Geologia Applicata e Geotecnica, oltre ad avvalersi del personale interno dell'Istituto, per lo svolgimento del « Programma » provvedeva ad assumere, tramite l'Università, idoneo personale da impiegare a tempo pieno nello svolgimento del « Programma » stesso.

Si avvaleva inoltre di collaborazioni esterne, quale quella del Laboratorio per le Applicazioni dei Radioisotopi all'Idrogeologia del CNEN, con sede in Bari e diretto dallo scrivente, nonché di esperti nel campo della matematica, della fisica e della chimica ⁽⁴⁾.

Il « Programma » aveva inizio, come detto, nel settembre 1966 e terminò nel dicembre 1972.

I risultati e le elaborazioni, di cui al presente testo, venivano presentati in una tavola rotonda tenutasi a Bari nel marzo 1975 alla presenza dei componenti del predetto Comitato Tecnico di Coordinamento, del Provveditore alle OO.PP. della Puglia (Dott. Ing. Arcangelo d'Alessandro) e di personalità del mondo scientifico e tecnico della regione.

La presente monografia raccoglie nel dettaglio ed illustra tutti i risultati (geologici, idrologici, chimici, ecc.) delle ricerche condotte nell'ambito del programma, evidenziando anche quelli parziali, che attendono una migliore utilizzazione nell'ambito di ulteriori ricerche in corso.

Va considerata a riguardo, per esempio, la circostanza che, per taluni pozzi profondi (pozzi spia) attestanti nell'acqua marina di base della falda, le misure in merito alle oscillazioni dell'interfaccia come pure parte di quelle isotopiche venivano avviate con ritardo rispetto alla data di ultimazione degli studi e delle ricerche finanziate, e ciò non tanto per difficoltà tecnico-organizzative, bensì anche in ragione dell'ordine da rispettare nella logica e consequenziale impostazione delle ricerche stesse nel tempo, a seguito dei risultati via via acquisiti. Si è quindi in possesso oggi di stazioni misura di indiscussa utilità, attuate a spese del CNR, dalle quali si continua ad attingere dati che, fra qualche tempo, daranno luogo ad elaborazioni ancora più preziose, in merito alle condizioni di equilibrio della falda nel tempo in rapporto agli emungimenti in atto.

E' da sottolineare infine, che al presente programma di ricerche, ha fatto seguito un successivo programma di ricerca attualmente in corso, sempre affidato all'Istituto di Geologia Applicata e Geotecnica della Facoltà di Ingegneria dell'Università di

cerca sull'Approvvigionamento Idrico » e l'Ing. Pietro ZANFRAMUNDO in sostituzione dell'Ing. Renato LONOCE. La direzione scientifica della ricerca veniva affidata al Prof. V. COTECCHIA.

⁽⁴⁾ Dei ricercatori che prendevano parte alla ricerca si riporta qui l'elenco completo.

— Istituto di Geologia Applicata e Geotecnica:

Dr. Ing. Tiziano TADOLINI
 Dr. Geol. G. Sergio TAZIOLI
 Dr. Ing. Salvatore TROISI
 Dr. Geol. Luigi TULIPANO
 Per. Min. Piero CIET
 Per. Min. Marcellino DAURÙ
 Geom. Mario DRAGONE
 Geom. Cataldo MICCOLI
 Per. Min. Marcello ORSOLIN
 Per. Chim. Donato SCIANNAMBLO
 Per. Chim. Paolo TITTOZZI

— Laboratorio per le Applicazioni dei radioisotopi alla Idrogeologia del C.N.E.N.:

Prof. Dr. Giorgio MAGRI
 Dr. Amalia SPADA
 Per. Min. Ferdinando CARLIN
 Per. Min. Giuseppe DAI PRA
 Per. Min. Enzo PIRASTRU

Bari, riguardante la « circolazione idrica nei massicci carbonatici della Murgia ». Ciò va ad ampliare notevolmente il bagaglio di conoscenze già acquisite, con particolare riferimento alla genesi e all'evoluzione dei fenomeni carsici ed agli immediati risvolti pratici che questi hanno ai fini dell'argomento in parola ⁽⁵⁾.

Le indagini di cui al programma già espletato, come si è detto, sono state svolte con metodologie e tecniche d'avanguardia, che hanno reso possibile accertamenti assolutamente non ottenibili con i mezzi tradizionali. Come si legge nel testo che segue, accertamenti idrologici d'importanza determinante, come la misura della velocità di filtrazione delle acque di falda, della porosità degli acquiferi, così come i carotaggi della radioattività naturale, i prelievi di campioni di acqua indisturbati per i controlli più vari, le misure di temperatura, salinità e contenuti isotopici venivano effettuati fino a profondità di 700 m, superando in principio difficoltà tecniche non indifferenti, con attrezzature originali realizzate per gli scopi predetti ed oggi rese ormai di agevole uso. Il gruppo operativo dell'Istituto di Geologia Applicata e Geotecnica dell'Università di Bari è oggi in grado di effettuare infatti misure idrologiche in sito, con i mezzi approntati in occasione di queste ricerche fino a profondità massime di 1.500 metri.

In grande rilievo vanno posti inoltre i criteri di studio di tipo isotopico, riferiti sia all'acqua di falda che a quella marina sottostante, mediante i quali si raggiungono obiettivi diversamente non affrontabili per quanto attiene ai tempi di residenza nell'acquifero delle acque ad esso affluite, le provenienze di queste ultime, la capacità regolatrice delle riserve disponibili, l'acquisizione di dati sulla complessa fenomenologia dell'ingressione marina nel continente e sull'età dell'intrusione stessa. Questi ultimi argomenti hanno costituito oggetto di ampia e proficua discussione in occasione di una memoria presentata al IV Simposio su « Isotope Techniques in Ground Water Hydrology », tenutosi nel 1974 presso la A.I.E.A. di Vienna (v. nota 6).

L'importanza degli studi predetti va pertanto ben al di là dei fenomeni di falda pugliesi, cui la ricerca è stata applicata. Quanto acquisito con questo programma riveste carattere assai generale. Tuttavia non va trascurato il contributo notevole che le dette conoscenze acquisite apportano ai fini del Progetto Speciale n. 14 della Cassa per il Mezzogiorno, una parte del quale si riferisce segnatamente alle risorse acquifere sotterranee di Puglia e Lucania. Sono infatti stati resi noti fino ad oggi alla Cassa per il Mezzogiorno i risultati conseguiti dalle ricerche CNR, riassunti fra l'altro in numerose note scientifiche edite durante l'espletamento degli studi stessi ⁽⁶⁾.

⁽⁵⁾ Vanno ricordati in proposito i contributi scientifici dati dai dott. geol. Damiano GRASSI e Fulvio ZEZZA, dei quali si dirà più diffusamente in altra sede.

⁽⁶⁾ Note date alla stampa, a seguito dell'attuazione del programma di ricerche illustrate:

CARLIN F., DAI PRA G., MAGRI G.: « Segnalazione di polle-inghiottitoi marini lungo la costa ionica della Penisola Salentina ». *Quaderni de « La Ricerca Scientifica »* 49, Istituto di Ricerca sulle Acque, rapporto n. 1, 1968.

CARLIN F., MAGRI G., MONGELLI F.: « Temperature delle acque sotterranee della Penisola Salentina ». *Geol. Appl. e Idrogeol.*, vol. VIII - parte II, Bari, (1973).

CARLIN F., TADOLINI T.: « Soluzione tecnica adottata per la sistemazione di un pozzo perforato per studi idrogeologici ». *Geol. Appl. e Idrogeol.*, vol. IV, Bari, (1969).

COTECCHIA V.: « Planning of the Hydrogeological Researches on the brackish underground water of Puglia (Southern Italy) ». *International Conference « Water for Peace »*, Washington, (1967).

COTECCHIA V.: « Metodologie e primi risultati delle ricerche sulle acque sotterranee della Puglia ». *Quaderni de « La Ricerca Scientifica »* 58, (1969).

COTECCHIA V.: « Metodologie di studio in acquiferi carbonatici fessurati, con particolare riferimento a quelli pugliesi (Italia) ». *Quaderni dell'Istituto di Ricerca sulle Acque*, 29, (1975).

COTECCHIA V., DAI PRA G., MAGRI G.: « Oscillazioni tirreniane e oloceniche del livello mare nel golfo di Taranto, corredate da datazioni col metodo del radiocarbonio ». *Geol. Appl. e Idrogeol.*, vol. IV, Bari, (1969).

COTECCHIA V., DAI PRA G., MAGRI G.: « Sul tirreniano della costa ionica salentina (Puglia). Datazione di un campione di coralli col metodo del Th^{230}/U^{234} ». *Geol. Appl. e Idrogeol.*, vol. VI, Bari, (1971).

Per i motivi menzionati il presente testo, benché definitivo nel contenuto, non è comunque completo nell'argomento che tratta. Fra l'altro volutamente in qualche parte è tutt'altro che sintetico, specialmente laddove, per fornire una utile guida nelle metodologie, si è ritenuto opportuno soffermarsi particolareggiatamente sulle tecniche scientifiche adoperate.

Per quanto attiene agli studi geologici, nell'ambito del presente programma di ricerca venivano compiuti alcuni studi particolareggiati, spesso necessariamente a carattere puntuale. Largo spazio veniva dato al problema delle variazioni delle linee di costa nel Quaternario recente, per i motivi che nel testo chiaramente si evincono. Non si è ritenuto necessario, per gli scopi della presente monografia, soffermarsi diffusamente su questi argomenti, dei quali si fornisce soltanto una breve sintesi, rimandando alla lettura dei lavori originali per maggiori dettagli.

Con le ulteriori ricerche attualmente in corso si ha motivo di ritenere che presto si possa elaborare una esauriente sintesi idrogeologica, estesa anche alle Murge, con ciò fornendo una illustrazione più completa di tutta la regione pugliese, assai utile per il migliore impiego delle risorse idriche sotterranee delle rocce carbonatiche della regione stessa.

VINCENZO COTECCHIA

Istituto di Geologia Applicata e Geotecnica - Facoltà di Ingegneria
Università di Bari

COTECCHIA V., MAGRI G., TAZIOLI G.S.: « Isotopic measurements in researches on sea water ingression in carbonate aquifer of Salentine Peninsula (Southern Italy) ». *Symposium on isotope techniques in groundwater Hydrology*, (Vienna 11-15 March 1974).

COTECCHIA V., TADOLINI T., TAZIOLI G.S., TULIPANO L.: « Studio idrogeologico della zona della sorgente Chidro (Taranto) ». 2° *Convegno Internazionale sulle Acque Sotterranee*, (Palermo 1973).

COTECCHIA V., TADOLINI T., TITTOZZI P.: « Influenza del chimismo delle piogge sulle acque sotterranee della Puglia ». *Geol. Appl. e Idrogeol.*, vol. VI, Bari, (1971).

COTECCHIA V., TADOLINI T., TITTOZZI P.: « Precipitazioni secche in Puglia e loro influenza sul chimismo delle acque alimentanti la falda sotterranea ». *Geol. Appl. e Idrogeol.*, vol. VII parte II, Bari, (1973).

COTECCHIA V., TADOLINI T., TULIPANO L.: « The results of researches carried out on diffusion zone between fresh water and sea water intruding the land mass of Salentine Peninsula (Southern Italy) ». *International Symposium on Hydrology of volcanic rocks. Lanzarote - Isole Canarie - Spagna*, (4-8 marzo 1974).

GRASSI D., MICHELETTI A.: « Sul progressivo abbassamento della superficie della falda carsica e sulle interferenze idrogeologiche tra pozzi osservati nell'hinterland di Bari ». *Geol. Appl. e Idrogeol.*, vol. VII, Bari, (1972).

GUERRICCHIO A., ZEZZA F.: « Stratigrafia ed analisi statistico-strutturale delle formazioni affioranti nel vallone del Ciolo sul canale d'Otranto ». *Geol. Appl. e Idrogeol.*, vol. VII, Bari, (1972).

MAGRI G., PIRASTRU E.: « La misura diretta del contenuto di cloro nelle acque sotterranee mediante determinazione della cattura di neutroni termici ». *Quaderni de «La Ricerca Scientifica»* 49, (1968).

MAGRI G., TADOLINI T.: « Influenza della pressione atmosferica sui livelli della "falda profonda" della Penisola Salentina ». *Quaderni de «La Ricerca Scientifica»* 58, (1969).

MAGRI G., TAZIOLI G.S.: « Radon in groundwater of dolomitic and calcareous aquifer of Apulia (Southern Italy) ». *Symposium on the use of isotope in Hydrology*, (Vienna 1970).

MAGRI G., TROISI S.: « Sulla influenza delle fluttuazioni di specchi d'acqua sui livelli delle falde costiere. Applicazioni allo studio della circolazione idrica sotterranea nella Penisola Salentina ». *Geol. Appl. e Idrogeol.*, vol. IV, Bari, (1969).

TADOLINI T., TAZIOLI G.S., TULIPANO L.: « Idrogeologia della zona delle sorgenti Idume (Lecce) ». *Geol. Appl. e Idrogeol.*, vol. VI, Bari, (1971).

TADOLINI T., TULIPANO L.: « Primi risultati delle ricerche sulla zona di diffusione della "falda profonda" della Penisola Salentina (Puglia) ». *Atti Conv. Inter. Sulle Acque Sotterranee*, Palermo (6-8 dicembre 1970).

TADOLINI T., ZANFRAMUNDO P.: « Studio sulle oscillazioni della superficie della falda profonda della Penisola Salentina ». *Geol. Appl. e Idrogeol.*, vol. V, Bari, (1974).

TAZIOLI G.S.: « Metodologie e tecniche radioisotopiche in idrogeologia ». *Geol. Appl. e Idrogeol.*, vol. VIII, parte II, Bari, (1973).

PARTE I

INQUADRAMENTO GEOLOGICO
E IDROGEOLOGICO

1. Principali aspetti geologici e paleogeografici

1.1. Premessa

Il comportamento idrogeologico delle masse carbonatiche mesozoiche della Puglia è sostanzialmente diverso da zona a zona. Anche prescindendo dall'isolato Promontorio del Gargano, si ha che nell'ambito delle rocce appartenenti alla stessa piattaforma carbonatica apula (Murgia e Salento) le proprietà geometriche ed idrogeologiche dell'acquifero e, quindi, lo schema della circolazione idrica sotterranea sono sostanzialmente differenti, sebbene la falda — che è ovunque sostenuta dall'acqua di mare di invasione continentale — costituisca un sistema idrico continuo. Siffatta circostanza rappresenta uno dei fatti più salienti emersi dagli studi e dalle ricerche che da qualche anno si vanno conducendo specificamente sugli acquiferi fessurati e carsici della Puglia e sulle modalità di deflusso idrico ipogeo negli stessi acquiferi.

Segnatamente, per meglio comprendere taluni particolari aspetti della circolazione idrica sotterranea e per meglio interpretare ed inquadrare quanto le metodologie avanzate andavano evidenziando sul comportamento idrologico della falda profonda e sulle caratteristiche idrochimiche e fisiche delle acque della stessa falda, le ricerche in parola — che si sono avvalse di metodi statistici e che sono tutt'ora in corso, in quanto compresi nel programma IRSA riguardante la « circolazione idrica nei massicci carbonatici della Murgia » — hanno tra l'altro e primariamente riguardato le principali condizioni responsabili dell'attuale rete idrica ipogea: i rapporti spaziali intercorrenti fra le diverse litofacies, la fratturazione, il carsismo e le condizioni paleogeografiche. Lo studio del carsismo e delle antiche linee di costa ha avuto tra l'altro lo scopo precipuo di riconoscere, almeno nelle grandi linee, la paleo-idrogeologia. Infatti i condotti carsici ipogei sono la testimonianza delle antiche vie di preferenziale drenaggio sotterraneo. Essi inoltre, essendosi preferenzialmente sviluppati in corrispondenza di fratture tettoniche, indicano quali dei numerosi sistemi di fratture presenti nell'ammasso roccioso possono svolgere ancor oggi un ruolo idrogeologico di primo piano.

Nelle pagine che seguono, dopo un breve cenno ai lineamenti geologici della Puglia, viene illustrato quanto già acquisito sulle caratteristiche geologiche, paleo-idrogeologiche, paleogeografiche, di fratturazione tettonica e di evoluzione carsica della Penisola Salentina, con qualche riferimento alla confinante Murgia. Ciò prelude al breve schema della circolazione idrica sotterranea nelle rocce della piattaforma carbonatica apula, di cui al capitolo seguente.

1.2. Cenni sui lineamenti geologici della Puglia

In Puglia affiora una serie calcareo-dolomitica, che costituisce l'ossatura dei rilievi montuosi (Gargano) e collinari (Murge e Serre salentine) della regione, ed una serie detritico-organogena, che occupa le zone topograficamente più depresse e ricopre parzialmente la serie anzidetta (fig. 1). La prima ha un'età giurese-cretacea; la seconda è attribuibile al Terziario ed al Quaternario.

La sedimentazione carbonatica nel Mesozoico si è verificata in ambiente di scogliera nell'area garganica e di piattaforma in quella murgiana e salentina.

Sul Gargano la distribuzione delle facies dimostra che nel Giurese medio esisteva un tipico ambiente di scogliera, che nel Giurese superiore è andato evolvendosi in un ambiente di avanscogliera (Gargano orientale) e di retroscogliera (Gargano occidentale). I due ambienti continuano ad essere separati nel cretaceo.

Nelle Murge e nel Salento si verificava, nello stesso lasso di tempo, una sedimentazione carbonatica in corrispondenza di una piattaforma ora sopra ora sotto il livello marino, racchiudente alcune piccole lagune e soggetta ad un generale movimento di subsidenza [4]. Episodiche sedimentazioni, interrotte da lacune stratigrafiche, si succedevano dopo l'emersione dei depositi mesozoici, alla fine del Cretaceo. Ciò è testimoniato dai depositi paleogenici affioranti sulla fascia costiera orientale del Gargano e del Salento e, soprattutto, dai depositi dei cicli trasgressivi-regressivi mioceni e plio-pleistocenici.

Nel Miocene s'instaura un ambiente neritico-litorale, a luoghi lagunari, attorno alle aree emerse del Gargano, delle Murge e del Salento ove si depositano delle calcareniti organogene, la cui tipica facies è rappresentata dalla cosiddetta « pietra leccese ».

Dopo i sollevamenti tardo-miocenici e con l'avvento della trasgressione pliocenica, la Puglia va acquisendo gradualmente la sua configurazione attuale, soprattutto nel Pleistocene, allorché le estese aree di sedimentazione esistenti tra il Gargano, le Murge e l'Appennino (Tavoliere) e tra le Murge ed il Salento vengono colmate da depositi clastici.

1.3. Principali caratteri geologici e morfologico-strutturali della Penisola Salentina

I sedimenti più antichi affioranti nel Salento appartengono alla serie calcareo-dolomitica costituente i rilievi collinari, noti localmente con la denominazione di « serre » (fig. 2).

Nell'ambito della serie suddetta sono state ravvisate due formazioni geologiche: le *Dolomie di Galatina* ed i *Calcari di Melissano*.

Le Dolomie di Galatina sono rappresentate da depositi carbonatici di piattaforma, costituiti prevalentemente da dolomie e Calcari dolomitici, sovente vacuolari e subsaccaroidi, ai quali si intercalano calcari micritici e bioclastici talora brecciati. L'associazione faunistica fa attribuire al Cenomaniano-Turoniano inferiore la formazione in esame affiorante, la quale, secondo i dati desunti dal pozzo di Ugento, eseguito dall'AGIP, si spinge sino al Cretaceo inferiore-Malm.

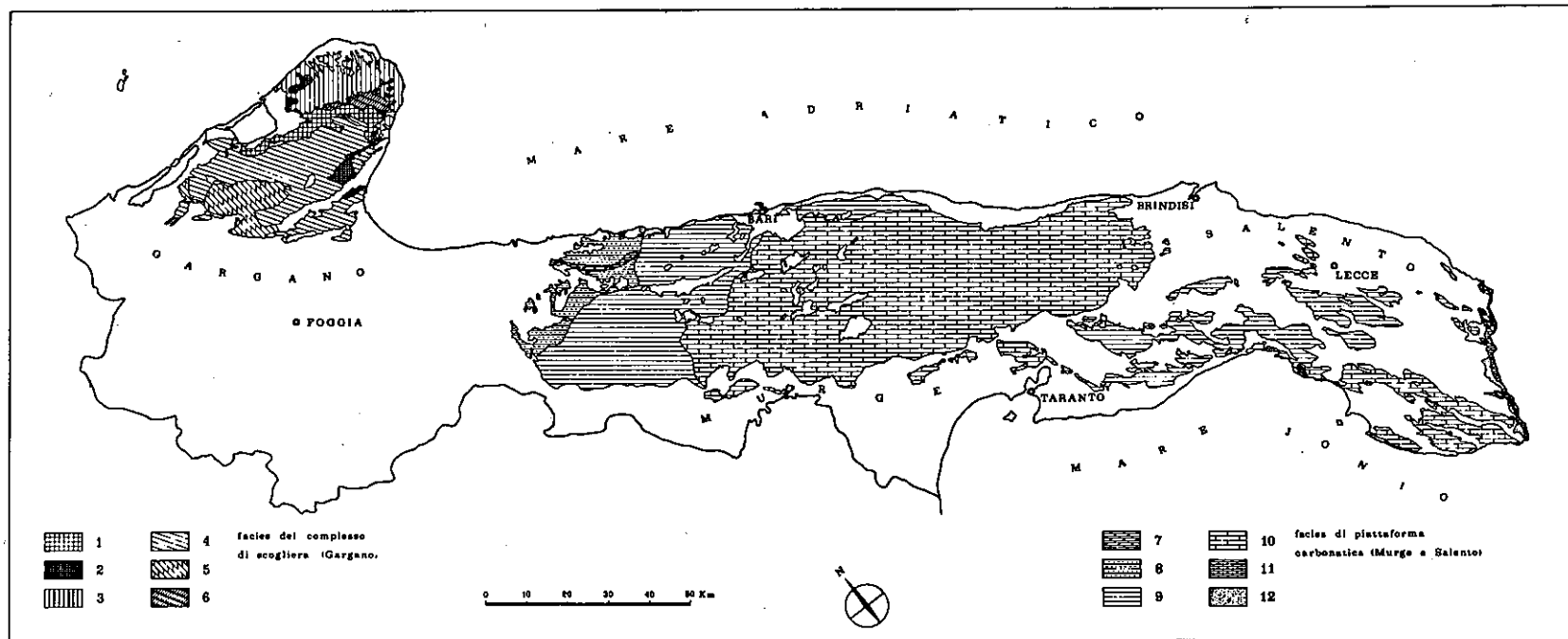


Fig. 1 — Carta delle facies carbonatiche della Puglia. 1: biolititi, 2: calcari biostromali e micritici; 3: micriti a radiolari con selce; 4: calcari micritici, bioclastici ed oolitici; 5: dolomie e subordinatamente calcari; 6: dolomie con selce (Gargano); 7: dolomie; 8: calcari con intercalazioni pelitiche; 9: alternanza di calcari e dolomie primarie; 10: calcari micritici, bioclastici e calcareniti (Murge e Salento); calcari bioclastici (11) e calcareniti (12) di copertura (Salento).

I Calcari di Melissano, stratigraficamente sovrapposti alle dolomie di Galatina, si compongono di litotipi generalmente rappresentati da calcari bioclastici con intercalazioni di calcari dolomitici e, più raramente, dolomie. Il passaggio alla formazione sottostante è graduale; l'ambiente deposizionale è quello di piattaforma; l'età risulta compresa tra il Cenomaniano ed il Senoniano.

Lungo la fascia costiera che si sviluppa tra Otranto e Leuca, i Calcari di Melissano sono coperti in trasgressione da depositi terziari, noti con la denominazione di *Calcari di Castro*. Si tratta di depositi prevalentemente calcarenitici e di episodi di scogliera (Calcari biohermali) formati in acque piuttosto basse.

Sulle formazioni geologiche suddette si trovano lembi di affioramenti, piuttosto estesi sul versante adriatico, di calcareniti mioceniche note coi nomi formazionali di *Pietra Leccese* e di *Calcareniti di Andrano*. La prima è rappresentata da una biocalcarenite giallina, e talora verdognola per la presenza di glauconite, praticamente priva di stratificazione se si eccettuano i livelli superiori; la seconda è costituita da calcareniti alternantisi con calcari e marne.

Al pari del passaggio tra i Calcari di Melissano e i Calcari di Castro, esiste tra questi ultimi e le calcareniti mioceniche suddette una lacuna stratigrafica evidenziata da un livello fosfatico (fig. 3).

Le associazioni microfaunistiche presenti in queste formazioni sono caratteristiche del Paleogene per quanto riguarda i Calcari di Castro (fig. 4) e del Miocene medio-superiore (Serravalliano-Messiniano) per quanto riguarda le calcareniti di Andrano (fig. 5).

La serie detritico-organogena comprendente i depositi pliocenico-quadernari è, a sua volta, rappresentata dalle seguenti formazioni:

a) *Sabbie di Uggiano*: sono costituite da un'associazione di litofacies, tra cui prevalgono le sabbie calcaree, le calcareniti marnose ed i calcari bioclastici. La formazione affiora prevalentemente lungo la fascia costiera del Salento tra Uggiano la Chiesa e Melendugno; essa, per l'associazione microfaunistica, è attribuibile al Pliocene inferiore.

b) *Calcareniti del Salento*: formate da calcareniti, sabbioni calcarei e calcari tipo panchina affioranti estesamente in tutta l'area salentina, soprattutto nelle zone basse e piatte che ricordano le « serre ». Questi depositi, di età compresa tra il Pliocene ed il Quaternario, si sono sedimentati in ambiente neritico-litorale, talora con episodi sublagunari. I contatti trasgressivi coi sottostanti sedimenti mesozoici (fig. 6) e terziari sono frequenti in tutta la penisola salentina.

c) *Formazione di Gallipoli*: si tratta di sabbie limoso-argillose passanti inferiormente a marne argillose con intercalazioni arenacee e calcarenitiche. L'età, in base all'associazione microfaunistica presente, è da ritenersi calabrianica. La formazione si trova localmente intercalata tra le Calcareniti del Salento (Gallipoli) o ricopre le Dolomie di Galatina, la Pietra leccese e le sabbie di Uggiano.

Come in precedenza accennato, le formazioni cretacee affiorano in corrispondenza dei rilievi collinari della penisola. In particolare, le Dolomie di Galatina si sviluppano nel settore nord-occidentale mentre i Calcari di Melissano prevalgono in quello sud-orientale. Queste due unità formazionali sono collegabili con le formazioni del Cretaceo superiore delle Murge, ove peraltro sono anche presenti termini calcareo-dolomitici attribuibili al Cretaceo inferiore e, localmente, al Cretaceo basale — Giurassico superiore [1].

Nel Salento le suddette formazioni del Cretaceo superiore si spingono a profondità dell'ordine di m 2.200, così come risulta dal pozzo stratigrafico di Ugento, che ha complessivamente raggiunto la profondità di m 4.535 dal piano di campagna.

L'assetto tettonico e i lineamenti morfologici si trovano, nella Penisola Salentina, in una generale concordanza che è resa soprattutto evidente dagli alti strutturali, corrispondenti alle « serre », e dalle aree strutturalmente depresse, che coincidono con le zone di pianura.

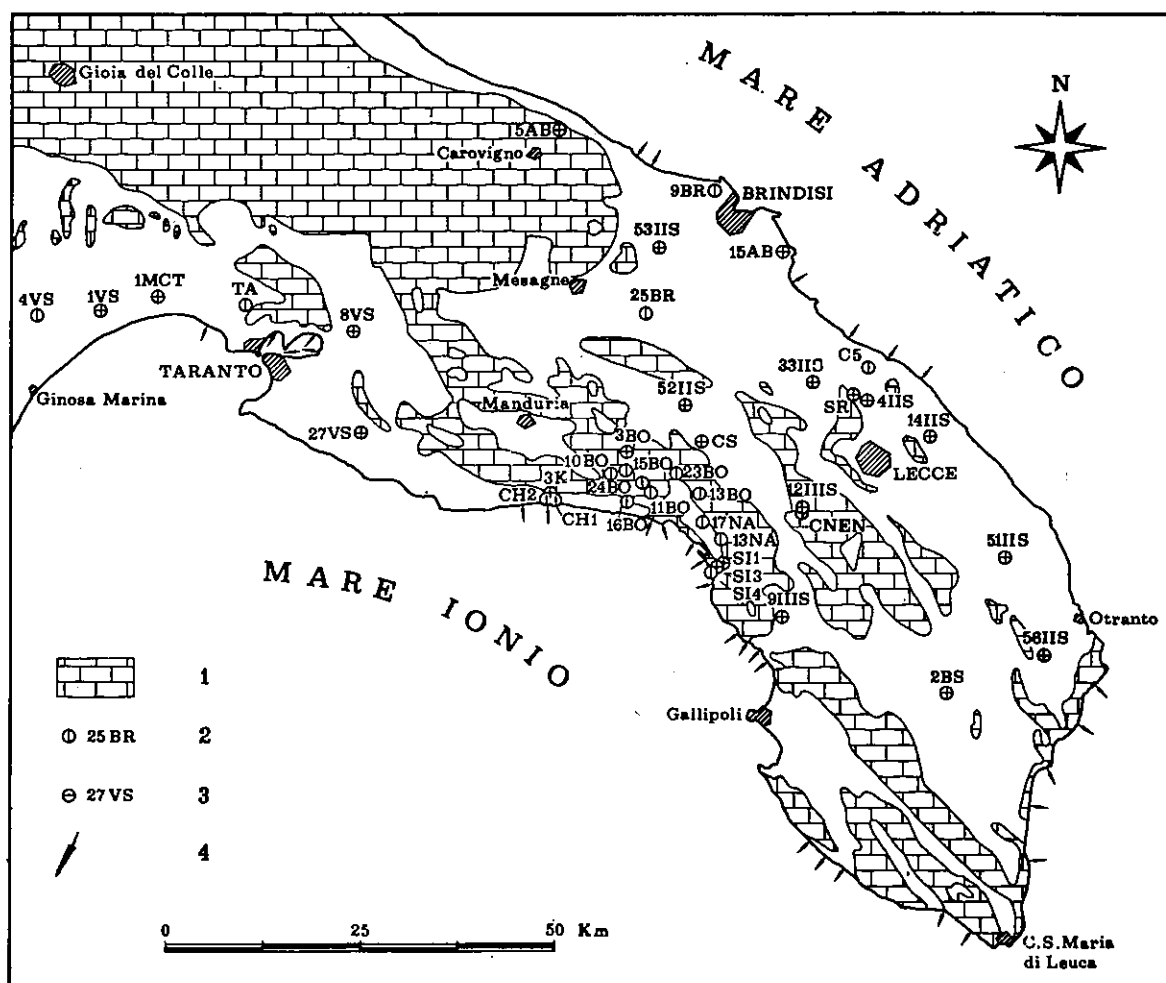


Fig. 2 — Penisola Salentina: affioramenti di rocce calcaree e dolomitiche del Cretaceo (1); pozzi trivellati in cui sono state eseguite misure di temperatura in acqua (2) ed in aria (3); efflussi a mare delle principali manifestazioni sorgentizie (4); in bianco i terreni mio-plio-quadernari scarsamente permeabili o praticamente impermeabili.



Fig. 3 — Contatti trasgressivi tra Calcarei di Melissano (Cr), Calcarei di Castro (Ol) e Calcareni di Andrano (Mi). Alla base delle calcareniti mioceniche è presente un livello fosfatico. (Vallone del Cio presso il Capo S. Maria di Leuca).

Fig. 4 — Associazione microfaunistica a *Lepydociolina* s.p.p. dell'Oligocene sup. nei Calcarei di Castro.

I principali allineamenti tettonici si trovano disposti sulle direttrici NNO-SSE e NO-SE. Essi sono rappresentati da strutture tipo horst e graben e da pieghe. Le prime sono dovute a fenomeni disgiuntivi, che hanno dislocato in blocco zolle della serie calcareo-dolomitica disponendole secondo una successione di alti e bassi strutturali allineati in direzione appenninica. Pur se particolarmente evidenti in corrispondenza degli affioramenti mesozoici e paleogenici, i suddetti fenomeni disgiuntivi restano sovente sepolti dalla copertura più recente, costituita dai depositi neogenici e quaternari, laddove essi giacciono trasgressivi sul basamento calcareo dolomitico. Lo stato di fratturazione è particolarmente accentuato nelle formazioni più antiche (fig. 7), sottoposte ad una successione di fasi tettoniche.

Parallelamente al decorso delle direttrici tettoniche si sviluppano le direzioni assiali delle pieghe anticlinaliche e sinclinaliche, presenti nelle formazioni mesozoiche e nelle formazioni geologiche più recenti. Si tratta generalmente di pieghe asimmetriche e piuttosto blande; l'inclinazione degli strati si mantiene infatti generalmente al di sotto di 10-15 gradi.

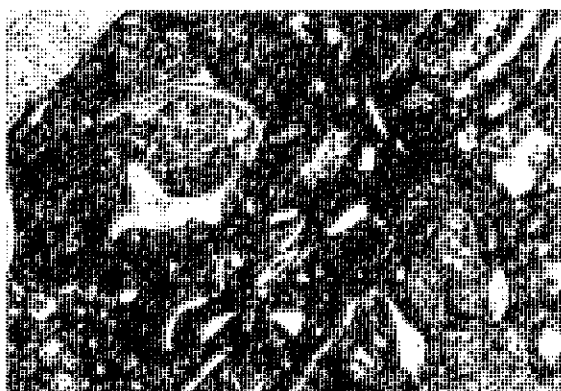


Fig. 5 — Associazione microfaunistica a globigerina s.p.p. nelle facies mioceniche delle Calcareniti di Andrano.



Fig. 6 — Contatto trasgressivo tra calcareniti quaternarie e calcari mesozoici (Salento nord-occidentale).

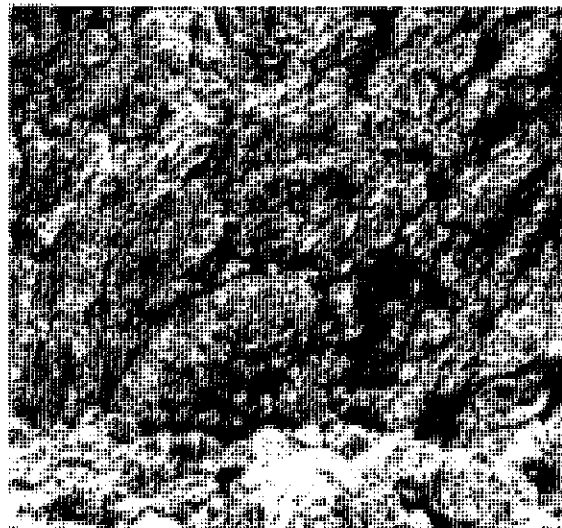


Fig. 7 — Due particolari dello spinto stato di fratturazione che generalmente caratterizza le rocce mesozoiche del Salento (Capo S. Maria di Leuca).

Per effetto di faglie di tipo distensivo, originanti una struttura a blocchi, e delle pieghe, che hanno dato luogo ad allineamenti di dorsali, il Salento mostra chiaramente una concordanza tra motivo tettonico e lineamenti morfologici, in particolare modo caratterizzati dalla triplice successione delle « serre » salentine convergenti col Capo di Leuca e dai bacini, prevalentemente endoreici, interposti. Tuttavia, come viene più avanti esposto, a delineare l'attuale morfologia del Salento hanno concorso anche le oscillazioni quaternarie del livello marino, le quali, laddove è stato possibile, come ad esempio lungo la fascia costiera adriatica ionica, hanno lasciato evidenti tracce di terrazzamento.

1.4. Lineamenti paleogeografici della Penisola Salentina

I rapporti stratigrafici intercorrenti tra le formazioni geologiche affioranti e i lineamenti della morfologia indicano che la Penisola Salentina è stata soggetta ad una alternanza di fasi di completa emersione e di parziale sommersione.

I periodi durante i quali si sono verificate delle complete emersioni sono riconoscibili nell'Eocene e nell'Oligocene, mentre per il resto del tempo hanno prevalso i lembi di terre allungate da NNO a SSE, separati da bracci di mare per lo più intercomunicanti.

Le oscillazioni del livello marino sono perdurate sino a tutto il Quaternario, periodo in cui, a modificare i rapporti tra il mare e le terre emerse, sono intervenuti, oltre ai movimenti isostatici, anche quelli di tipo glacio-eustatico (fig. 8). In generale si è trattato di un graduale ritiro del mare dalla terraferma. La fase regressiva ha raggiunto la quota di massimo ritiro a — 100 metri verso la fine del Tirreniano; con l'avvento dell'Olocene è seguito, attraverso la trasgressione flandriana, un innalzamento del livello marino [2].

Le antiche linee di costa tirreniane, che al di sotto della linea di q. 30-35 metri si succedono parallelamente a quella attuale, comprovano una generale stabilità dell'area pugliese, a partire dal tardo Tirreniano [3]. La successione delle antiche linee di costa è posta in evidenza dalle superfici di abrasione e di accumulo, che si succedono lungo la fascia costiera dall'entroterra verso il mare e che sono separate da scarpate nette o materializzate da cordoni dunari fossili.

Attraverso le datazioni di età assoluta è possibile ricostruire le vicende paleogeografiche del Salento, a partire dal Tirreniano. In particolare, la linea di quota m 10-15 sul livello del mare attuale indica la presenza di una fase trasgressiva avvenuta oltre 40.000 anni dal presente. La linea di costa è indicata sia da una scarpata dovuta all'erosione marina o da una preesistente parete di faglia, oppure da dune fossili accumulate durante la fase di massima ingressione. La successiva regressione sembra aver portato il livello del mare a m 50 al di sotto di quello attuale. Una nuova trasgressione ha ricondotto il mare alla quota di 3÷4 metri; il massimo regressivo risulta essersi verificato intorno a 26.000 anni fa: ciò è quanto si può desumere dalla determinazione dell'età assoluta dei fossili (strombi) presenti nei sedimenti formati nel mare con linea di costa a m 3÷4. L'ulteriore regressione di tale linea, che, intorno a 13÷14.000 anni fa, doveva trovarsi alla profondità di m 100 circa sotto il livello attuale del mare (fig. 8), portava alla formazione di depositi costieri regressivi costituiti da calcareniti ad Helix (dune fossili) o da terreni rossi.

Le datazioni d'età assoluta consentono ancora di ricostruire una successiva oscillazione positiva del mare, avvenuta circa 7-8.000 anni fa e indicata da cordoni di dune fossili oloceniche poggiati sui terreni rossi (trasgressione flandriana). Fasi di mare basso o di parziali e modeste sommersioni della terraferma si sono ulteriormente verificate in questi ultimi millenni.

In definitiva, dalla ricostruzione dei movimenti relativi tra il mare e la terraferma consegue che i massimi trasgressivi si abbassano progressivamente dal Tirreniano antico a quello recente; ciò sembra giustificato dai sollevamenti differenziali antecedenti al tardo Tirreniano; mentre, per le cause prima esposte, nella Penisola Salentina non si sono verificati movimenti differenziali della terraferma a partire dal tardo Tirreniano.

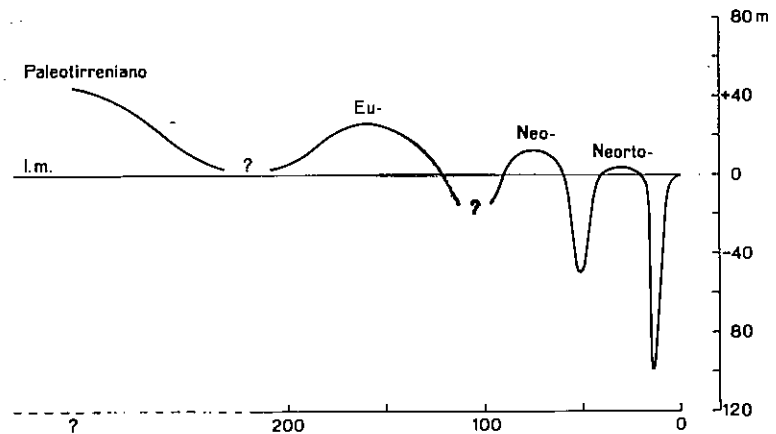


Fig. 8 — Schema dei movimenti relativi tra il mare e il continente lungo la costa ionica salentina durante il Tirreniano. In ascisse il tempo in migliaia di anni dal presente; l.m.: livello del mare attuale; m: metri.

Bibliografia

- [1] COTECCHIA V., ZEZZA F.: « Sulla presenza del Giurese superiore nelle Murge settentrionali di Andria. Considerazioni geologiche e paleoambientali », *Geol. Appl. e Idrogeol.*, vol. VII, Bari, (1972).
- [2] MAGRI G., ZEZZA F.: « I depositi dunari della costa adriatica tra Monopoli (Bari) e Torre S. Sabina (Brindisi) in rapporto alle oscillazioni del livello marino ». *Geol. Appl. e Idrogeol.*, vol. V, Bari, (1970).
- [3] ZEZZA F.: « Significato geologico e caratteristiche sedimentologiche delle dune e dei depositi di spiaggia fossili fra Bari e Monopoli ». *Geol. Appl. e Idrogeol.*, vol. VI, Bari, (1971).
- [4] ZEZZA F.: « Su talune facies di ambiente cotidale-lagunare della piattaforma carbonatica murgiana ». *Suppl. Boll. Soc. Geol. Ital.*, vol. 92, (1973).

2. Condizioni idrogeologiche

2.1. Permeabilità e stato di fratturazione e di incarsimento delle rocce della piattaforma carbonatica Apula e cenni sulla paleo-idrogeologia del Salento

Il grado di permeabilità, che le rocce della piattaforma carbonatica apula offrono nel loro insieme, varia sostanzialmente da zona a zona. Di norma accade che nel Salento la permeabilità è quasi ovunque elevata, anche se non sempre uniforme; per contro nella finitima Murgia la permeabilità è globalmente e relativamente più bassa e molto discontinua sia in orizzontale che in verticale.

Ciò trova spiegazione nel fatto che nel Salento lo stato di fratturazione delle rocce mesozoiche, essendo conseguente alla dianzi detta successione di fasi tettoniche, è quasi ovunque accentuato. Le variazioni che esso presenta sia in orizzontale che in verticale, se da un lato talora determinano particolari e locali situazioni idrologiche o variazioni nei valori di taluni parametri (variazioni di carico idraulico lungo la verticale, livelli idrici a diversa mobilità ecc.), dall'altro lato non sono tali da originare sostanziali variazioni nell'ambiente idrogeologico generale. Ciò che invece varia sostanzialmente da zona a zona, così come ha evidenziato l'analisi statistico-strutturale, è l'orientazione spaziale dei giunti tettonici. In ordine di maggiore frequenza e di importanza, i sistemi di fratture riconosciuti sono: N 30° O, N 60° ÷ 80° E, N 30° ÷ 50° E, E—O, N 10° O, N 70° O. Le fratture, che si presentano quasi sempre bene aperte, verticali o comunque molto inclinate, risultano spesso totalmente o in parte interessate da terra rossa o da calcite spatica.

Sostanzialmente diverso è il quadro fessurativo della confinante Murgia [2,3,4]. L'analisi statistica, eseguita sulle carote ottenute con la perforazione di numerosi pozzi d'acqua profondi anche m 750, ha infatti accertato che, considerate nel loro insieme, le rocce mesozoiche murgiane hanno la particolarità di essere dotate di una fratturazione relativamente scarsa e spesso discontinua, specie alla profondità alla quale nel finitimo Salento di norma si rinvencono le acque della falda profonda. In talune aree siffatta fratturazione si spinge anche ad alcune centinaia di metri al di sotto dell'attuale livello marino. I giunti tettonici, che spesso risultano poco aperti ed occlusi da calcite spatica o da terra rossa, fanno parte di quattro principali sistemi, la cui orientazione è la seguente: N 30° ÷ 50° O, N 30° ÷ 60° E, E—O, N—S.

Per quanto riguarda il fenomeno carsico, le ricerche fino ad oggi condotte [3,4] hanno evidenziato che: una marcata anisotropia interessa la distribuzione areale e verticale degli apparati carsici epi ed ipogei nonché l'orientazione spaziale e le

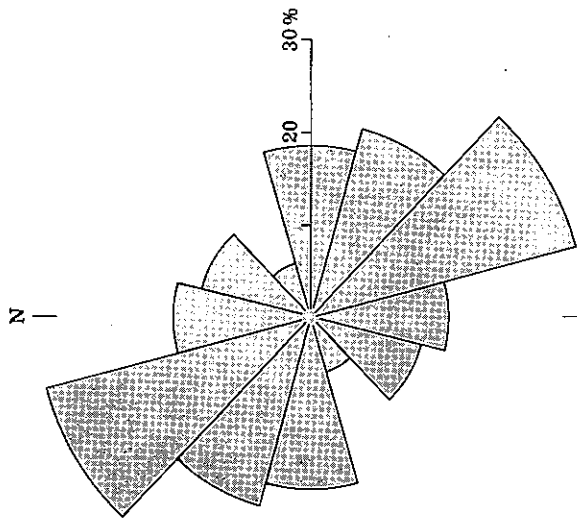


Fig. 9 — Direzioni di sviluppo delle Grotte del Salento.

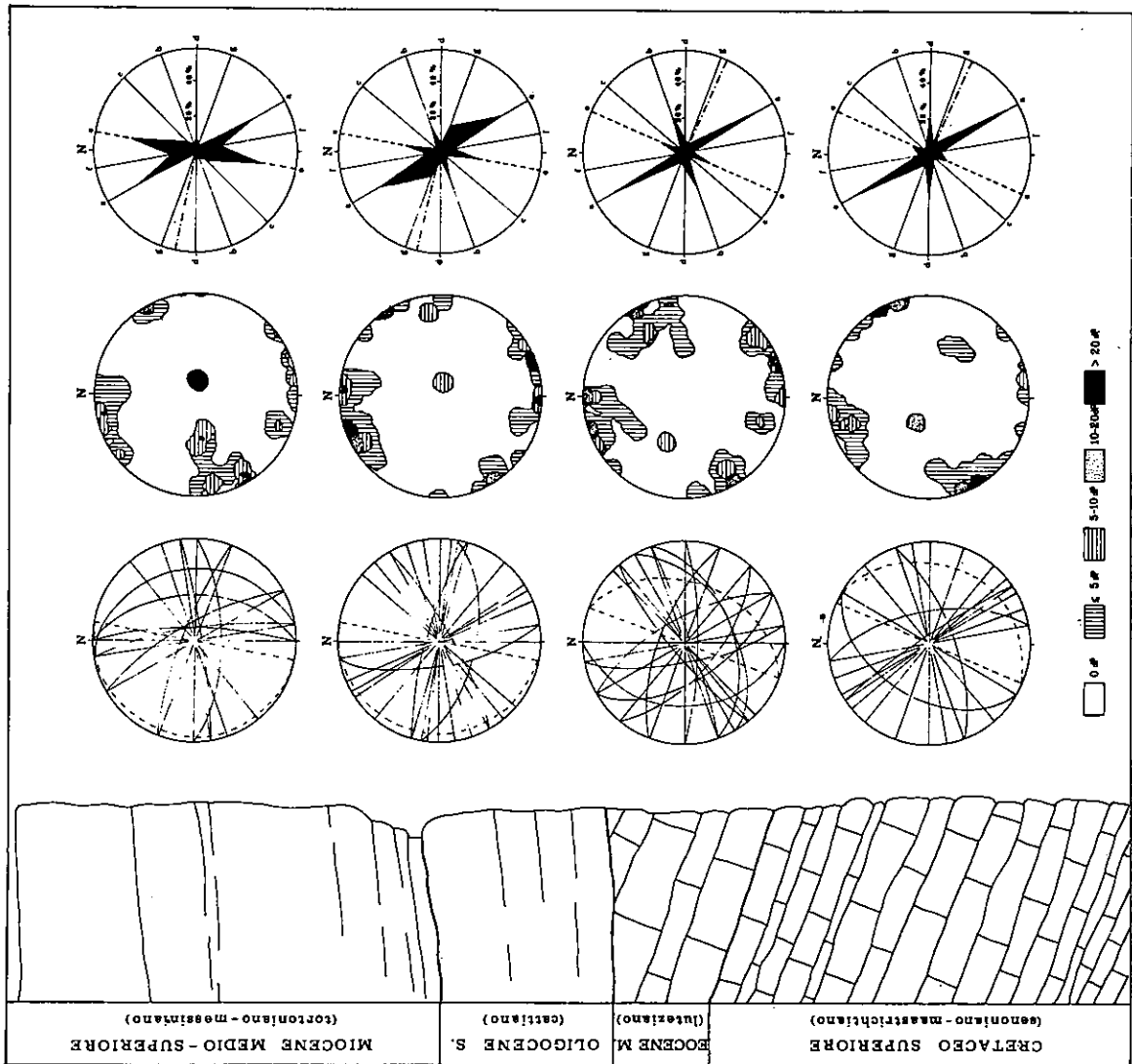


Fig. 10 — Rapporto tra stato di fessurazione e sviluppo di cavità carsiche nelle facies carbonatiche della fascia costiera sud-orientale del Salento.

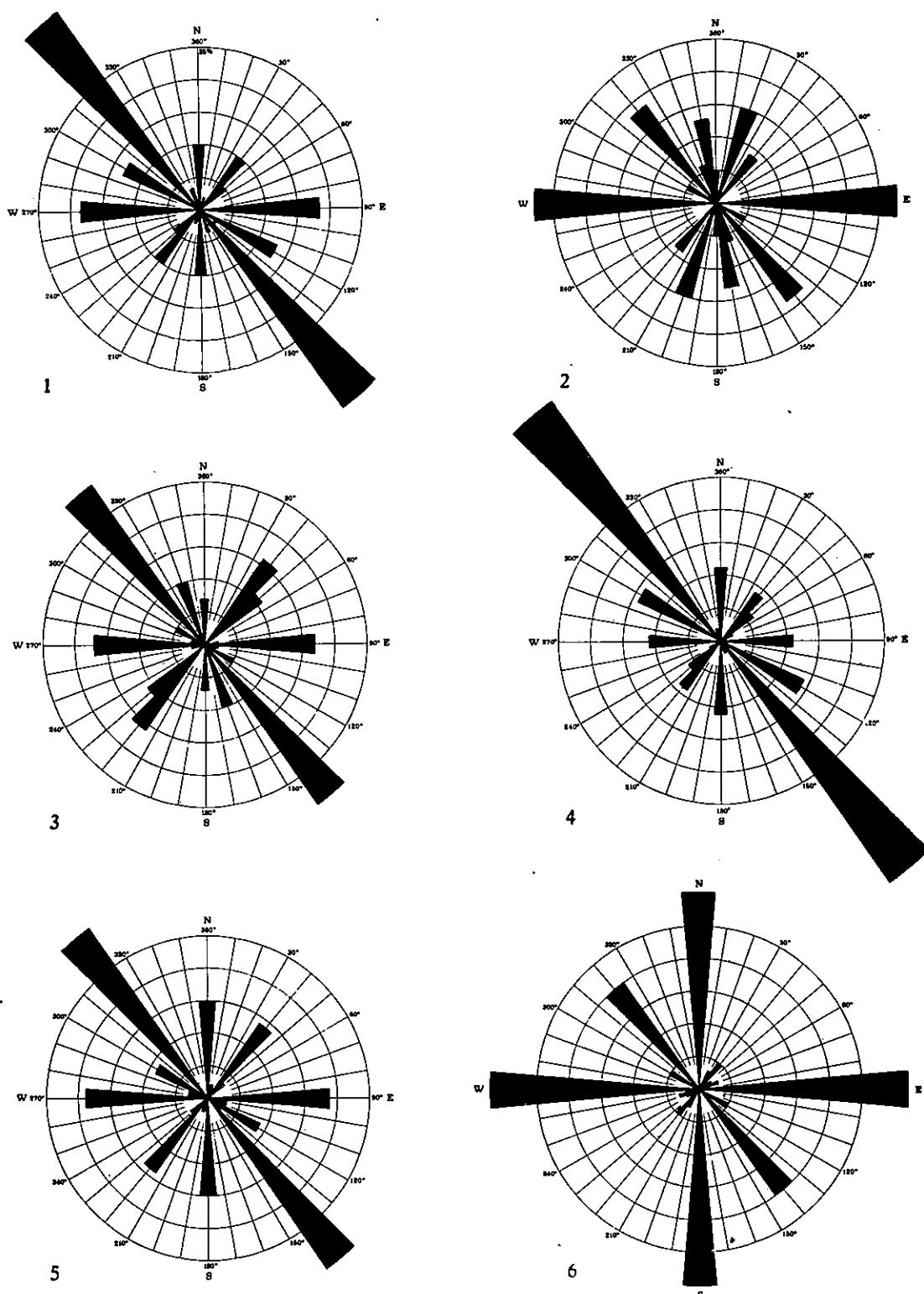


Fig. 11 — Orientazione della canalizzazione carsica sotterranea, ad andamento orizzontale o sub-orizzontale. Il diagramma n. 1 riguarda l'intera Murgia. I diagrammi nn. 2 e 3, attinenti alla Murgia nord-occidentale, si riferiscono rispettivamente ai settori posti ad occidente della congiungente S. Spirito-Altamura e fra questa e l'allineamento Mola-Gioia del Colle. I diagrammi nn. 4, 5 e 6 riguardano la Murgia sud-orientale; i settori che essi ricoprono, a partire dall'allineamento Mola-Gioia del Colle, sono rispettivamente definiti dalle congiungenti: Monopoli-Noci, Torre Canne-Martina F., S. Vito dei Normanni-Francavilla F.

modalità di sviluppo dei condotti carsici ad andamento orizzontale o suborizzontale; esiste uno stretto rapporto tra elementi tettonici e cavità carsiche; i processi genetici ed evolutivi dei sistemi carsici sono essenzialmente condizionati dal tipo e grado di fratturazione della roccia, dalla locale presenza di litotipi poco o non carsificabili, dall'abbondante terra rossa che lo stesso fenomeno carsico produce nonché dalle ripetute variazioni di quota che il livello di base carsico subisce nel tempo, ad opera di movimenti relativi tra mare e continente. L'anisotropia con la quale il fenomeno carsico si manifesta è deducibile dai diagrammi di figg. 9, 10 e 11, che si riferiscono rispettivamente al Salento [4] ed alla Murgia [3]. Tra l'altro essi mettono ben in evidenza come le direttrici di preferenziale sviluppo della canalizzazione carsica ipogea, ad andamento orizzontale e suborizzontale, coincidono con quelle dei più significativi elementi tettonici sia regionali che locali dianzi dette. Il fatto che talune di esse variano da zona a zona è da porsi in relazione anche con la locale direzione preferenziale del drenaggio ipogeo.

E' interessante notare che, sia nelle litofacies cretatiche che in quelle eoceniche ed oligoceniche della Penisola Salentina, la direzione preferenziale lungo la quale si sviluppano la maggior parte delle cavità carsiche corrisponde alla direttrice tettonica appenninica (N 30° O), come peraltro risulta dai diagrammi di fig. 10 [4]. I giunti appartenenti a detta direttrice, oltre ad essere percentualmente i più frequenti, sono prevalentemente beanti e quindi rappresentano, assieme ai piani di stratificazione, le vie preferenziali seguite sia dalle acque di infiltrazione sia dal drenaggio ipogeo. Solo le cavità carsiche presenti nelle litofacies mioceniche mostrano di possedere una seconda orientazione preferenziale (N 10° E), come il relativo diagramma di fig. 10 mostra. La circostanza trova giustificazione nel fatto che, specie nei litotipi più antichi, i condotti carsici si sono sviluppati assecondando, oltre che i giunti di fratturazione, i piani di stratificazione (fig. 12).



Fig. 12 — Cavità carsiche sviluppantisi lungo giunti di fratturazione ed entro intervalli stratigrafici fittamente stratificati.

Un elemento di rilievo — che tanta parte ha nelle più o meno improvvise variazioni nello spazio della permeabilità, e quindi nei parametri idrologici e della capacità di immagazzinamento dell'acquifero, nonché nella coesistenza (nell'ambito dello stesso acquifero) di deflussi e discariche esplicitanti in forma sia diffusa che concentrata — è offerto dal fatto che, sia al di sopra che al di sotto dell'attuale livello marino, si rinvennero sistemi carsici a diverso grado evolutivo e, quindi, a diversa capacità drenante.

Tra i fattori che hanno principalmente condizionato la distribuzione della rete carsica in senso verticale e l'evoluzione di ogni singolo orizzonte carsico, grande importanza va data alle ripetute variazioni di quota subite dal livello di base dell'attività carsica (che si identifica con quello della circolazione idrica sotterranea) ad opera dei movimenti relativi che tra mare e continente si sono prodotti a partire dal Cretaceo ad oggi. Detti movimenti — che hanno disorganizzato la rete carsica drenante, in quanto hanno più volte causato vuoti la migrazione ora verso l'alto ora verso il basso delle acque di falda vuoti l'intasamento degli apparati carsici ad opera della terra rossa o lo svuotamento degli stessi — si sono verificati in forma differenziale anche nell'ambito della stessa Penisola Salentina. Di modo che gli effetti da essi causati sulla rete idrica sono stati diversi da zona a zona [3].

In definitiva i movimenti in parola hanno fatto sì che lungo la verticale della serie mesozoica oggi si rinvenga una vascolarizzazione carsica a luoghi evoluta a luoghi appena abbozzata, spesso localizzata entro intervalli o orizzonti rocciosi ben definiti, talora correlati sia tra loro sia con antiche linee di costa. Attualmente, dette correlazioni sono ancora in studio. In particolare, la trasgressione flandriana tutt'ora in corso è la principale responsabile delle attuali configurazioni e caratteristiche idrogeologiche dell'acquifero. Essa, avendo fino ad oggi causato un innalzamento di m 100 circa del livello medio marino, ha costretto la circolazione idrica sotterranea a spostarsi ancora una volta verso l'alto e ad andare ad interessare un acquifero che nella Murgia risulta superiormente limitato da un orizzonte roccioso praticamente impermeabile (per scarsa e discontinua fessurazione e evoluzione carsica), mentre nel Salento risulta ridotto a meno della metà rispetto al volume dell'acquifero di 14.000 anni fa. Su questo argomento si tornerà più avanti.

2.2. Caratteri di permeabilità delle rocce miocenico-quadernarie

Tutti i terreni miocenico-quadernari, e segnatamente quelli terziari, sono caratterizzati da requisiti idrogeologici estremamente variabili, in ragione sia di variazioni laterali e verticali di litofacies sia di un diverso stato di fratturazione tettonica e di incarsimento.

Per quanto riguarda le formazioni mioceniche (Pietra Leccese e Calcareniti di Andrano), nel loro insieme si comportano di norma come terreni scarsamente permeabili o praticamente impermeabili. Di modo che esse generalmente non danno luogo ad un vero e proprio acquifero e, laddove si spingono in profondità al di sotto del livello marino, costringono la falda profonda a circolare in pressione nelle rocce mesozoiche. Esse inoltre costituiscono l'impermeabile di base, grazie al quale nei terreni plio-quadernari si originano falde idriche superficiali. Un siffatto comportamento idrogeologico delle formazioni in parola è stato riconosciuto, ad esempio, in una vasta zona situata a nord e a nord-ovest di Otranto.

Talora, però, essenzialmente a causa di una fratturazione tettonica relativamente più intensa e meno discontinua, i terreni miocenici risultano permeabili, consentendo una certa circolazione idrica sotterranea in forma ora essenzialmente diffusa ora prevalentemente concentrata, come peraltro testimonia la locale presenza di una non di rado vistosa canalizzazione carsica. Un tipico esempio si ha nelle zone delle sorgenti Idume; ivi infatti la parte alta della locale successione miocenica, risultando

molto permeabile per fessurazione e carsismo, ospita una cospicua falda idrica in parte alimentante le sorgenti stesse. Vale inoltre la pena ricordare il pozzo Guardati, il quale attinge ad un acquifero ricavato proprio nel Miocene ed offre portate di oltre 100 l/s.

Vale la pena evidenziare che, agli effetti dell'alimentazione della falda profonda circolante nei sottostanti calcari mesozoici, le formazioni mioceniche, considerate nel loro insieme, si comportano come terreni praticamente permeabili, consentendo esse un'infiltrazione in forma essenzialmente concentrata, in corrispondenza di fratture tettoniche (fig. 13), piani di faglia ed inghiottitoi carsici.

Un comportamento idrogeologico sostanzialmente variabile da punto a punto hanno più di frequente le formazioni del Pliocene (Sabbie di Uggiano e Calcareniti del Salento). Queste infatti offrono sia un grado che un tipo di permeabilità estremamente e talora anche bruscamente variabile, perfino lungo la verticale di uno stesso pozzo. Per la presenza talora frequente di livelli essenzialmente sabbiosi, in seno ai calcari compatti ed alle calcareniti, le formazioni in parola risultano permeabili vuoi per fessurazione vuoi per porosità e sono sede di falde idriche superficiali. Spesso però esse si comportano nel loro insieme come terreni praticamente impermeabili; in questo caso sostengono le acque di falda circolanti nei sovrastanti depositi quaternari. Un siffatto comportamento dei terreni in parola è stato accertato nella già citata zona posta a settentrione di Otranto.

Molto permeabili, ora essenzialmente per porosità ora per fessurazione e per porosità, sono da ritenersi in genere i terreni quaternari (spesso è possibile misurare portate dell'ordine dei 50 l/s con depressioni dinamiche di pochi metri). Solo in corrispondenza di punti singolari, essi risultano poco permeabili; ciò accade laddove i termini lapidei risultano poco e discontinuamente fessurati e dove le sabbie risultano molto ricche in argilla. Di modo che nei terreni in parola spesso si originano una o più falde idriche, sostenute alla base in alcuni casi dalle dianzi dette formazioni terziarie — come accade nella zona che da Otranto si spinge fin quasi a Lecce — in altri casi dalle argille grigio-azzurre del Calabriano, come appunto si verifica in una vasta area posta a ridosso di Brindisi ed in talune modeste discontinue aree situate in prossimità di Gallipoli, Cutrofiano, ecc. È ovvio che la discontinua ma frequente presenza del termine argilloso in parola condiziona localmente la distribuzione spaziale delle aree di alimentazione della falda profonda.



Fig. 13 — Grosse fratture tettoniche, chiaramente elaborate dalle acque di infiltrazione, esistenti nella « Pietra Leccese » (scavi di fondazione dell'edificio del Centro Oncologico Salentino, a sud di Lecce).

2.3. Schema della circolazione idrica sotterranea nelle rocce della piattaforma carbonatica Apula

Da quanto fin qui detto appare evidente che, dal fiume Ofanto fino all'estrema punta della Penisola Salentina, l'acquifero modellato nelle rocce della stessa piattaforma carbonatica offre attributi diversi e pertanto diverse risultano le modalità di deflusso e le caratteristiche idrochimiche e fisiche delle acque della stessa falda carsica. Dall'Ofanto fin grosso modo all'allineamento Taranto-Brindisi (cioè a dire nella Murgia), l'ambiente idrogeologico è complesso e, sotto molti aspetti, peculiare [2]. Infatti, la falda in parola circola in pressione, spesso a notevole profondità al di sotto del livello marino (anche a m 300÷500 al di sotto del l.m.), con carichi idraulici ovunque alti (spesso dell'ordine dei 30÷50 metri s.l.m.) e spesso sensibilmente variabili lungo la verticale dell'acquifero. Anche le cadenti piezometriche, con le quali la falda defluisce verso il mare, sono alte (2÷8‰). Non di rado carichi idraulici di 10÷15 metri s.l.m. si osservano anche in aree situate ad appena km 2,5÷3 della linea di costa [2]. L'irregolare distribuzione della permeabilità in senso verticale fa sì che la parte più alta della falda risulti talora frazionata in più livelli idrici sovrapposti (fig. 14) spesso modesti e separati da orizzonti rocciosi praticamente impermeabili o solo a luoghi permeabili, non di rado dotati di carichi idraulici e di mobilità sensibilmente diversi. Il deflusso e la discarica a mare delle acque di falda avvengono in forma ora essenzialmente diffusa ora concentrata per la locale presenza di vistosi sistemi carsici ipogei. Fatta eccezione per una ristretta fascia costiera (larga mediamente km 4÷6), dove le acque di falda risultano contaminate dall'acqua di mare di invasione continentale, nell'intera Murgia le acque sotterranee posseggono un contenuto salino particolarmente basso (molto spesso oscilla tra 0,02 g/l e 0,49 g/l). L'acquifero, infine, è dotato di una configurazione geometrica molto irregolare del suo tetto impermeabile per scarsa fessurazione e carsismo (fig. 15).

A partire dall'allineamento Taranto-Brindisi e per l'intero Salento, l'ambiente idrogeologico varia improvvisamente e sostanzialmente, facendosi relativamente più uniforme e molto meno complesso. Infatti le acque della stessa falda — detta « profonda » per distinguerla dalle falde più modeste aventi sede in taluni dei sovrastanti terreni mio-plio-quadernari — circolano generalmente a pelo libero, pochi metri al di sopra

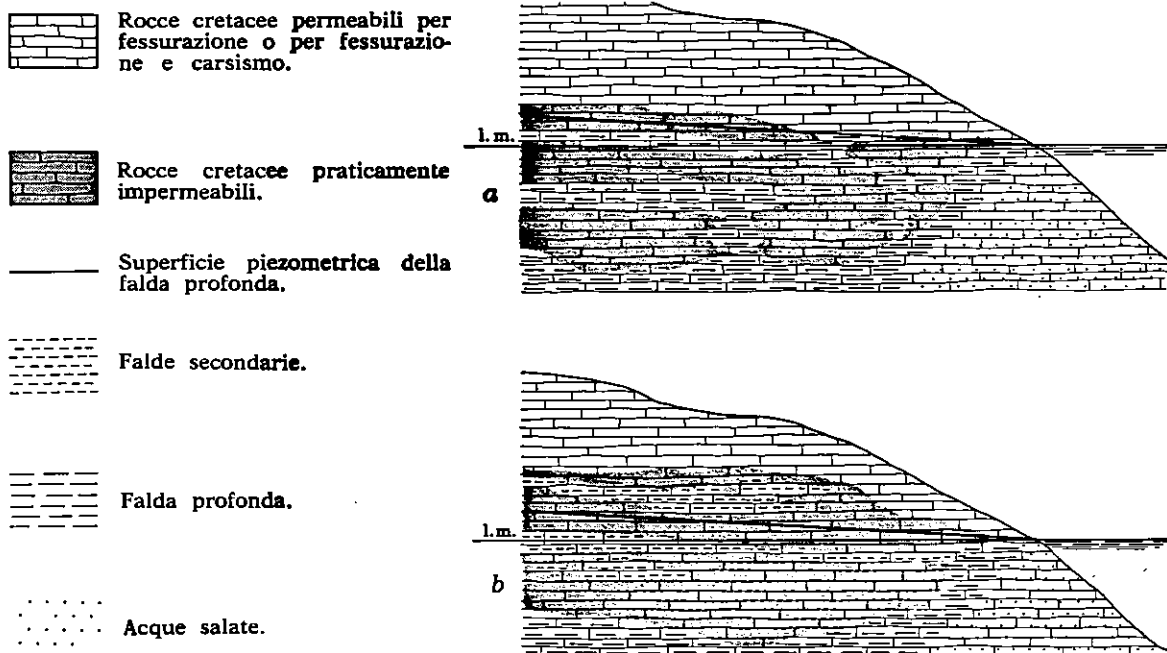


Fig. 14 — Schizzi mostrandoti le situazioni idrogeologiche riconosciute nella Murgia. Frazionamento delle acque della falda profonda (a); presenza, nelle stesse rocce carbonatiche cretacee, di falde secondarie (b).

del livello marino (di norma, al massimo 4÷5 metri s.l.m. nelle zone più interne) e con bassissime cadenti piezometriche (0,1÷2,5‰). La falda risulta in pressione solo laddove, per quanto in precedenza detto, i terreni miocenici e talora anche quelli plio-pleistocenici si spingono in profondità al di sotto della quota corrispondente al livello marino.

Galleggiando sull'acqua di mare di invasione continentale ed avendo i suoi punti di scarica a mare distribuiti lungo la linea di costa sia adriatica che ionica, la falda assume una configurazione lenticolare, con spessori massimi nella parte centrale della penisola. Lo spartiacque sotterraneo, sviluppantesi parallelamente alla direzione di massimo allungamento della penisola, viene a trovarsi sensibilmente più vicino al mare Adriatico che al Mare Jonio.

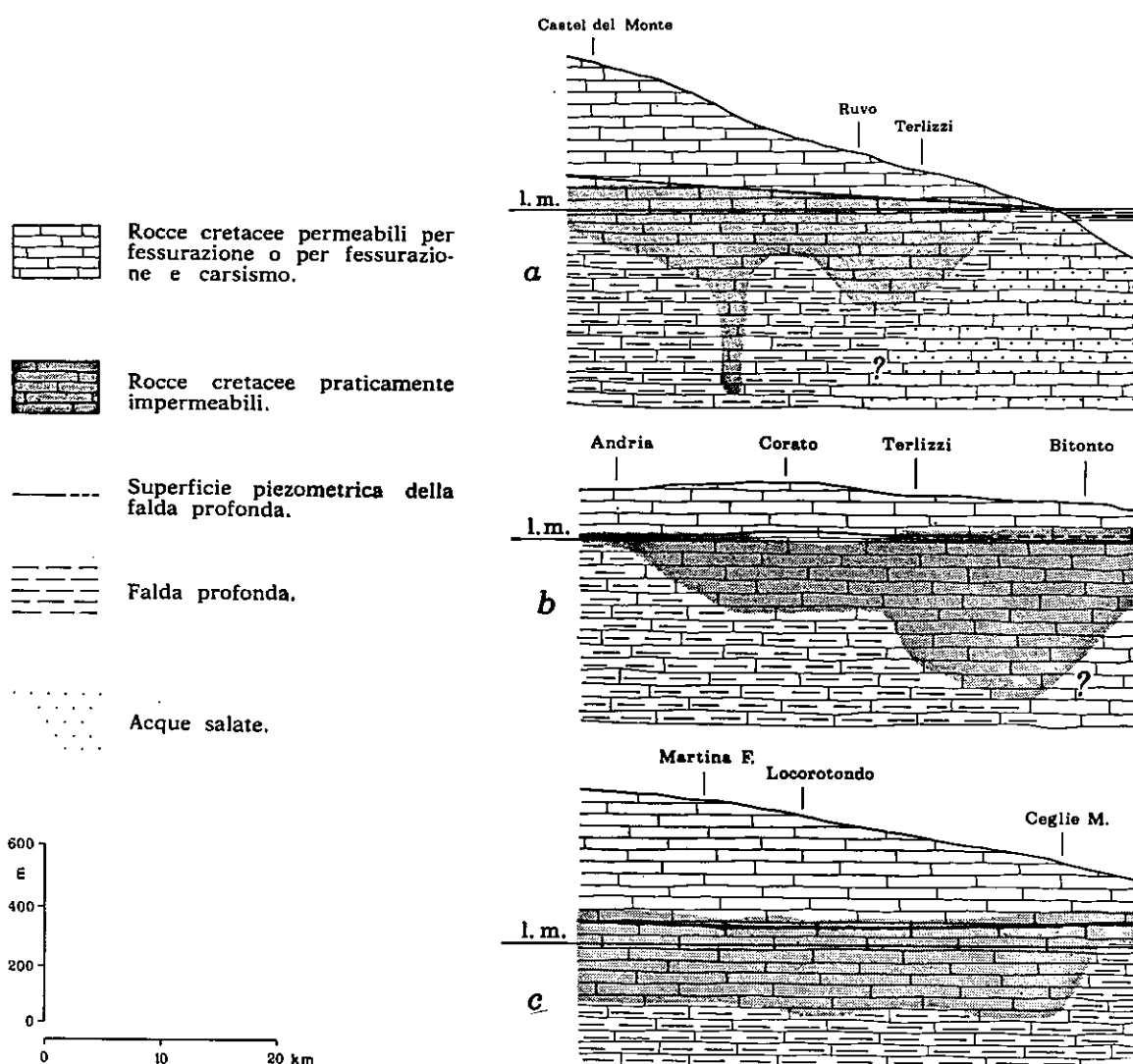


Fig. 15 — Sezioni idrogeologiche schematiche, relative a zone della Murgia occidentale (a e b) ed orientale (c), mostrandoti tra l'altro l'andamento del tetto dell'acquifero.

Come tra l'altro comprovano vuoi i bassi carichi idraulici e cadenti piezometriche vuoi le modeste (pochi metri al massimo) e spesso irrilevanti depressioni dinamiche che il livello della falda subisce a seguito di emungimenti anche cospicui, l'acquifero è ovunque dotato di un'alta permeabilità, a causa di una fessurazione spesso intensa e grosso modo uniformemente distribuita nonché di una vascolarizzazione carsica a luoghi evoluta. Quest'ultima tra l'altro consente una discarica a mare spesso in forma concentrata, esalta la comunicabilità dell'acquifero con il mare e fa sì che, anche nelle zone più interne del Salento, le acque di falda risultino di norma più o meno contaminate dalla sottostante acqua di mare (ciò a differenza di quanto accade nelle zone interne della Murgia).

Sia perché in prossimità di entrambi i mari le rocce mesozoiche risultano di frequente ricoperte dai depositi miocenico-quadernari praticamente o in massima parte impermeabili, sia per il diverso grado di evoluzione degli apparati carsici drenanti, la discarica a mare delle acque di falda si esplica spesso in forma concentrata, in corrispondenza di ben definiti punti o tratti di costa (fig. 2). Segnatamente, se si tiene conto delle portate delle manifestazioni sorgentizie, i più significativi efflussi a mare delle acque in parola si hanno: nella zona di Taranto, dove tra l'altro risultano ubicate la sorgente Tara (capace di fornire una portata di circa 3.500 l/s), la sorgente Galeo (dotata di una portata di circa 600 l/s) e molti « citri » (sorgenti sottomarine aventi sede nel mar Piccolo e dotate di portate singole talora anche di alcune centinaia di l/sec); nella zona situata tra km 5 e km 40 rispettivamente a N e NO di Gallipoli, dove tra le altre sorgenti ivi esistenti vi è quella del Chidro (avente una portata di circa 2.500 l/s); nella zona posta a N di Lecce, dove tra le altre, si rinviene la sorgente Idume (circa 1.000 l/s).

Laddove invece le rocce cretacee si spingono in affioramento fino al mare, con una vascolarizzazione carsica atipica e poco evidente, la discarica a mare si compie in forma essenzialmente diffusa. È il caso della zona di Porto Cesareo. In definitiva si può ritenere che nel complesso gli efflussi siano cospicui sulla costa ionica. Detta circostanza, in parte riconducibile alla dianzi detta posizione dello spartiacque sotterraneo, fa sì che i livelli freatici della falda accusino un abbassamento più marcato verso la parte sud-occidentale della Penisola.

Le acque delle sorgenti costiere drenanti la falda, tutte salmastre (con contenuti salini talora superiori a 10 g/l), trasportano a mare forti quantitativi di acqua di origine marina miscelata ad acqua dolce di falda, a causa non tanto dei lenti fenomeni di diffusione molecolare e dispersione esercitanti al contatto acqua di mare-acqua di falda, quanto del miscelamento p.d. dovuto alle perturbazioni idrauliche, di cui si dirà nelle pagine che seguono, relative alle zone di interfaccia e al fenomeno dei polle-inghiottitoi marini (estavelle), evidentissimi nella zona di Porto Cesareo, dove i calcari e le dolomie affiorano sino al mare.

In ragione del grado di carsificazione delle masse mesozoiche affioranti e della larga diffusione della copertura post-cretacica, che come si è detto risulta nel suo insieme scarsamente permeabile o praticamente impermeabile, l'alimentazione della falda carsica in oggetto avviene per infiltrazione in forma ora essenzialmente diffusa ora concentrata. Quest'ultima di norma si verifica, nelle aree di affioramento dei terreni post-cretacei, in corrispondenza di rotture tettoniche e di inghiottitoi situati sul fondo di solchi d'erosione torrentizia. Sugli affioramenti calcarei e dolomitici, che rappresentano le più significative aree di alimentazione della falda, l'infiltrazione delle acque di pioggia si esplica invece in forma principalmente diffusa, data la relativamente scarsa diffusione di apparati carsici epigei. Localmente, come ad esempio nella zona situata tra Lecce ed Otranto, la falda profonda trae alimentazione anche dalle acque delle falde superficiali, che talora si originano nei depositi plio-quadernari (per particolari condizioni di fratturazione tettonica e per la frequente presenza di orizzonti o sacche sabbiosi nelle calcareniti). L'attività di drenaggio è svolta da faglie sepolte, presenti nel substrato impermeabile miocenico.

Infine, nella parte nord e nord-occidentale del Salento, la falda profonda riceve un cospicuo ravvenamento anche dai deflussi sotterranei provenienti dalla fini-

tima Murgia. Infatti, immediatamente a NO dell'allineamento Brindisi-Mesagne-Taranto, si eleva l'altopiano carsico murgiano. Detto richiamo di deflussi sotterranei dalla Murgia, dovuto anche all'azione combinata degli efflussi verso il Mare Adriatico ed il Mare Jonio, oltre ad essere comprovato dall'andamento delle isofreatiche e quindi dalla direzione dei deflussi sotterranei, è indicato anche dall'orientazione dei condotti carsici ipogei a sviluppo essenzialmente orizzontale. In fig. 11, nel diagramma che si riferisce a quella parte di Murgia confinante con il Salento, si osserva come anche in passato nella zona in parola i condotti carsici drenanti, e quindi le vie di preferenziale deflusso ipogeo, erano rivolti verso il Salento oltre che verso l'Adriatico.

Bibliografia

- [1] COTECCHIA V., GRASSI D.: « Geological, hydrogeological and rock mechanics studies on Nardó site proposed for a european 300 GeV proton-synchrotron ». *Geol. Appl. e Idrogeol.*, vol. II, Bari (1967).
- [2] GRASSI D.: « Fondamentali aspetti dell'idrogeologia carsica della Murgia (Puglia), con particolare riferimento al versante adriatico ». *Geol. Appl. e Idrogeol.*, vol. VIII - Parte II, Bari (1973).
- [3] GRASSI D.: « Il carsismo della Murgia (Puglia) e sua influenza sull'idrogeologia della regione ». *Geol. Appl. e Idrogeol.*, vol. IX, Bari (1974).
- [4] ZEZZA F.: « Le facies carbonatiche della Puglia e il fenomeno carsico ipogeo ». *Geol. Appl. e Idrogeol.*, vol. X - parte I, Bari (1975).

PARTE II

METODOLOGIE E TECNICHE IMPIEGATE

3. Metodologie e tecniche tradizionali

Nelle ricerche idrogeologiche appaiono ancora di insostituibile aiuto molte fra le metodologie tradizionali, anche se il progresso della scienza offre continuamente mezzi di indagine sempre più perfezionati e di indiscussa utilità.

Si ritiene pertanto utile offrire una descrizione delle tecniche adottate nelle misure dei livelli freatici (o piezometrici) delle falde acquifere, nel carotaggio della salinità, dello ione cloruro e della temperatura delle acque, nella determinazione dei costituenti maggiori presenti nelle acque e per l'isolamento provvisorio o definitivo di tratti di pozzo onde eliminare le correnti verticali che si instaurano con la perforazione.

3.1 Misura e registrazione dei livelli freatici e piezometrici

Sono state regolarmente condotte misure dei livelli freatici o piezometrici sia delle falde sospese che della falda profonda.

Poiché i valori delle cadenti della falda profonda sono molto contenuti è stato necessario effettuare le misure con particolare accuratezza.

Per alcune indagini sono state altresì effettuate registrazioni idrometrografiche e mareografiche. Avvalendosi di tali registrazioni è stato possibile osservare le oscillazioni a carattere regionale della superficie freatica della falda e, in prossimità della costa, acquisire valide informazioni circa il grado di comunicabilità dell'acquifero (v. paragrafo 5.2.).

3.1.1. Attrezzature impiegate

Le attrezzature impiegate per la misura dei livelli freatici e piezometrici in pozzi a scavo o trivellati sono costituite da una sonda collegata ad un conduttore bipolare, alimentata da una comune pila da 3V (fig. 16).

La sonda schematicamente è formata da due terminali metallici isolati tra di loro; un tester o una lampadina segnalano la chiusura del circuito quando i due terminali toccano la superficie della falda.

Per una immediata misura del livello, il cavo è preventivamente graduato in metri; inoltre, quando si opera a forti profondità, si impiegano cavi muniti di organo portante.

Per registrazioni idrometrografiche si sono utilizzati apparecchi della SIAP di Bologna serie ID/509 a tamburi verticali di varia altezza (cm 60, cm 40 e cm 25), impiegati generalmente con scala di registrazione 1:1; gli strumenti vengono usualmente impiegati con orologi a carica settimanale; la velocità di scorrimento dei tamburi è di 2mm/h per registrazioni settimanali e di 12 mm/h per registrazioni giornaliere.

Per l'impiego di tali strumenti su pozzi è necessario che questi abbiano un diametro superiore a mm 120; inoltre si ha un corretto funzionamento solo fino a profondità di circa m 60.

3.2. Misura e registrazione di temperatura

Le misure e le registrazioni termometriche si sono rivelate di grande utilità. Infatti, oltre che a consentire di ricostruire l'andamento della stratificazione termica propria delle acque di falda, tali indagini hanno permesso di utilizzare la temperatura come tracciante naturale, che, in appoggio ad altri dati, contribuisce a chiarire particolari problemi idrogeologici.

Sono ad esempio di somma utilità le misure sistematiche condotte in pozzi opportunamente scelti e costituenti una rete di controllo dell'andamento stagionale delle superfici isoterme della falda profonda o di falde sospese di particolare importanza.

Anche le misure sistematicamente eseguite alle scaturigini di sorgenti si sono rivelate di grande utilità; per le sorgenti subacquee, in particolare, la registrazione della temperatura costituisce un metodo che permette di stabilire il funzionamento di polla o di estavella per confronto con la temperatura delle acque di mare circostanti (figg. 82 e 84, v. paragrafo 7.1.).

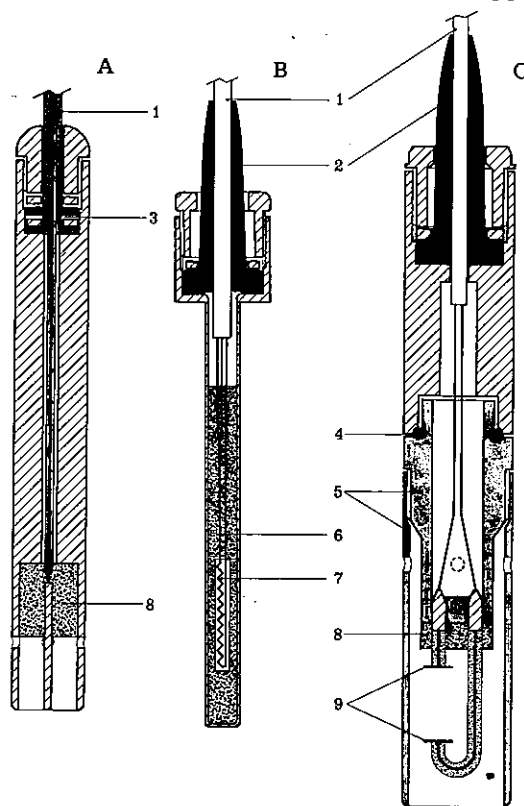


Fig. 16 — Sonde per la misura dei livelli freatici o piezometrici (A); della temperatura (B) e della salinità (C) delle acque di falda. (1: conduttori elettrici; 2: cuffie di gomma per l'impermeabilizzazione dei cavi; 3: maglia di rame; 4: anello di gomma; 5: corpo e guaina in PVC; 6: piceina; 7: termo-resistenza di Ni da 100 ohm; 8: resina epossidica; 9: dischi di platino platinato).

— *Tecniche di misura*

Per la misura della temperatura delle acque si sono impiegati strumenti portatili tipo JQPP della SIS Milano, che funzionano con sonde munite di termoresistenze al nichelio (100 ohm a 0°C) alloggiare in appositi tubicini di acciaio inossidabile e collegate all'apparecchio di misura con un cavo tripolare (fig. 16).

La costruzione di tali sonde è stata effettuata nel laboratorio dell'Istituto di Geologia Applicata e Geotecnica di Bari, adottando particolari accorgimenti costruttivi che ne hanno reso possibile l'impiego anche sotto pressioni idrostatiche di oltre 50 atmosfere.

Lo strumento di misura è già provvisto di scala di lettura tarata in °C, ma per un corretto impiego è necessario procedere per ogni sonda termometrica ad una taratura che si esegue per confronto con termometro campione a mercurio di elevata precisione.

Le medesime sonde si usano anche per effettuare registrazioni; per questi scopi si è impiegato un apparecchio registratore multicanale di tipo SD/3 della SIS Milano.

3.3. Misure di salinità

Data la particolare situazione idrogeologica dell'area in esame, sono state di grande utilità le misure di salinità in situ effettuate sia lungo le colonne idriche dei pozzi trivellati (carotaggi salini) che in pozzi a scavo interessanti solo la superficie della falda. I carotaggi salini permettono infatti di conoscere la stratificazione salina nelle acque di falda nonché la quota e lo spessore della zona di diffusione (transizione all'acqua marina) e le sue variazioni nel tempo. Prospezioni saline al tetto della falda permettono invece di valutare in questa la distribuzione salina e le sue variazioni nel tempo.

Utile impiego trovano altresì le misure in situ nel riconoscimento di manifestazioni sorgentizie subacquee nonché l'eventuale funzionamento alterno di polla-ghiottitoio di queste ultime (v. paragrafo 7.1., fig. 84).

— *Tecniche di misura*

Per la misura in situ della salinità delle acque sono stati impiegati due metodi: il metodo resistometrico, che si basa sulla misura della resistività dell'acqua, funzione della concentrazione salina totale e della temperatura e il metodo basato sulla misura del contenuto in ione cloruro, che per le acque sotterranee della zona in esame è in diretto rapporto con la salinità totale.

Nel primo caso si sono impiegati strumenti a ponte di Wheatstone o di Kohlrausch, nel secondo sonde a neutroni.

3.3.1. Misura del contenuto salino col metodo resistometrico

La strumentazione impiegata si basa sul principio del ponte di Kohlrausch ad azzeramento elettronico: conduttimetro Halosis tipo SAT della SIS di Milano e termosalinometro TAMAN della Israel Aircraft Ltd. Industries.

Gli strumenti sono portatili e sono alimentati con una batteria di pile; per entrambi sono state impiegate celle di misura con costante 1 cm, contenute in sonde realizzate in laboratorio con particolari accorgimenti per assicurarne la tenuta anche a notevoli profondità (fig. 16).

Appropriate curve di taratura permettono l'elaborazione dei valori del contenuto salino delle acque.

Ottenuta la resistività delle soluzioni campione alla temperatura ambiente con il medesimo strumento impiegato in campagna, se ne calcola la resistività a 25° appli-

cando la formula $R_{25} = (R_t - R_c) \cdot (1 - \alpha \Delta t)$, con α = coefficiente di temperatura (= 0,025) ed R_c la resistenza del cavo dell'elettrodo.

Riportando in diagramma, con scala logaritmica, le coppie di valori di resistività (R_{25}) e salinità (g/l) relative a ciascuna soluzione campione si ottiene per interpolazione la retta di taratura.

La medesima operazione di correzione per la temperatura viene effettuata per tutti i valori di resistività misurati in situ, conoscendo preventivamente la temperatura dell'acqua in ciascun punto di misura.

Per controllare in colonne idriche di pozzi o in acque superficiali le variazioni della concentrazione salina nel tempo, vengono impiegati registratori conduttimetrici multicanali, che possono funzionare con le medesime celle di misura dianzi dette.

I valori di resistività registrati vengono trasformati in g/l di contenuto salino totale col medesimo procedimento indicato.

Il metodo di misura della salinità descritto offre il vantaggio di una estrema praticità abbinata ad una sufficiente precisione dei dati raccolti, ma non è scevro da inconvenienti. Primo fra tutti, la polarizzazione degli elettrodi del salinometro; ne consegue una « deriva » delle misure, nel senso di un aumento di resistività apparente a parità di concentrazione salina dell'acqua, per cui, oltre a dover ricorrere periodicamente alla riplatinizzazione degli elettrodi, è necessario procedere per ogni carotaggio ad una verifica ed eventualmente ad una ricostruzione della curva di taratura.

3.3.2. Misura del contenuto di cloro

Il metodo per la misura del contenuto di cloro nelle acque per mezzo di sonde a neutroni si basa sulla proprietà che ha questo elemento di catturare i neutroni termici. La termalizzazione dei neutroni veloci emessi dalla sorgente della sonda avviene ad opera degli atomi di idrogeno dell'acqua di cui si vuole determinare il contenuto di cloro.

È bene precisare che il contenuto in ioni cloruro è altamente indicativo dell'influenza esercitata dall'acqua di mare sulle acque di falda delle zone costiere e, nel caso della Puglia, esso è in diretto rapporto con la salinità delle acque, per cui l'impiego delle sonde a neutroni, oltre che a fornire carotaggi salini delle acque, può servire anche a determinare gli spostamenti della interfaccia fra l'acqua di falda e l'acqua marina sotterranea o nelle ricerche sulle sorgenti sottomarine.

L'apparecchiatura di misura impiegata permette di effettuare carotaggi fino a profondità di m 200 (v. paragrafo 4.6.).

3.4. Analisi delle acque

Per lo studio del chimismo delle acque, che tanto contribuisce alla soluzione di numerosi problemi idrogeologici, sono state impiegate quelle metodologie analitiche che meglio si adeguano al tipo di ricerche in corso.

Le metodiche impiegate sono state, tra l'altro, scelte perché presentano:

- una discreta velocità di esecuzione;
- possibilità di essere eseguite sui luoghi di campionamento;
- buona accuratezza.

Vengono qui espone in dettaglio le metodologie che sono frutto di originali elaborazioni o comunque non risultano ancora di uso corrente per le analisi delle acque.

3.4.1. Ione calcio [6, 7, 11, 13]

La determinazione per via complessometrica del calcio, in presenza di magnesio, utilizzando come titolante l'EDTA e come indicatore il calcione, fornisce risultati tanto più affetti da errore, quanto maggiore è la quantità di magnesio presente.

Per soddisfare le nostre esigenze, pertanto, sulla base delle notizie reperite in letteratura, abbiamo impiegato il metodo complessometrico che utilizza come titolante l'EGTA [Acido etilenglicone bis (β aminoetiletere) tetracetico] e come indicatore, a pH 11,7, il G. H. A. [gliosale-bis (2-idrossianile)].

— Interferenze

Valori della concentrazione del calcio leggermente inferiori alla realtà si ottengono quando il magnesio è presente in quantità superiore a 0,7 gr/l.

Per contenuti di magnesio simili a quelli che si riscontrano in acque di mare, ad esempio, si deve usare un fattore di correzione pari a +0,23%.

Anche lo ione Sr^{++} interferisce nella misura in quanto i valori ottenuti per lo ione calcio risultano maggiori. Nel caso di acque marine, il fattore correttivo risulta pari a -0,77%. Anche altri ioni, quali Pb^{++} , Cu^{++} e Zn^{++} possono interferire, ma la loro azione può essere neutralizzata con i normali mascheranti.

— Reattivi

E.G.T.A.: Soluzione 0,0125 M (gr/l 4,7544). Trattare l'E. G. T. A. con 38 ml di NaOH 1M quindi diluire a 1 litro con acqua distillata.

E. G. T. A.: Soluzione 0,0625 M (gr/l 23,7719). Trattare l'E. G. T. A. con 188 ml di NaOH 1M quindi diluire a 1 litro con acqua distillata.

G. H. A.: Soluzione 0,05% in alcool propilico normale.

Borato tampone: Sciogliere in 1 litro di H_2O distillata 20,00 gr di Borace ($\text{Na}_2\text{B}_4\text{O}_7 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$) e 60 gr di NaOH.

Alcool butilico normale: RP Carlo Erba.

Tutti i reattivi sono stabili per almeno un anno.

— Procedimento

A 25 ml del campione di acqua in esame vengono aggiunti 5 ml di G.H.A. e 5 ml di borato tampone. Dopo aver agitato per almeno 3 minuti la soluzione (tempo occorrente affinché tutto il calcio reagisca con il G.H.A.) si aggiungono 9 ml di alcool butilico affinché il complesso rosso Ca-G.H.A. passi nella fase organica, quindi, sempre agitando, si titola lentamente con E. G. T. A. 0,0125 M. Al punto equivalente, lo strato organico vira dal rosso all'incolore. Nel caso di acqua di mare o comunque a forte contenuto in magnesio, si aggiunge prima l'EGTA 0,0625 M sino al presunto avvicinamento del punto equivalente, quindi si aggiunge il G.H.A. e gli altri reattivi ed infine si continua la titolazione con EGTA 0,0125 M sino al raggiungimento del viraggio.

— Riproducibilità e limite di rivelabilità

La riproducibilità di questo metodo è $\leq 0,5\%$ e resta invariata indipendentemente dalla quantità di magnesio presente.

Il limite di rivelabilità, nelle condizioni sperimentali adottate, risulta essere di 2,0 mg/l.

3.4.2. Ione magnesio [5, 6]

Per la determinazione del magnesio è stato impiegato il metodo complessometrico all'EDTA usando come indicatore il Nero Eriocromo T.

— *Interferenze*

Cationi quali Fe^{+++} , Al^{+++} , Zn^{++} , Cu^{++} , Pb^{++} interferiscono nella determinazione, ma la loro azione può essere eliminata a mezzo di opportuni mascheranti.

— *Riproducibilità e limite di rivelabilità*

A seconda che si operi a caldo o a freddo la riproducibilità è $\leq 0,5\%$ o $\leq 1,0\%$ rispettivamente, mentre il limite di rivelabilità può essere indicato in 1,5 mg/l.

3.4.3. Ioni sodio e potassio [4, 5, 9]

Per la determinazione del sodio e del potassio è stato impiegato un fotometro a fiamma alimentato con propano (fotometro MARK II della Evans Electro Selenium Ltd).

— *Interferenze*

Altri ioni presenti nell'acqua non interferiscono nella determinazione.

— *Riproducibilità e limite di rivelabilità*

Nelle condizioni sperimentali adottate la deviazione standard ottenuta è, per lo ione sodio, $\leq 1,5\%$ e per lo ione potassio $\leq 3\%$.

I limiti di rivelabilità risultano essere 0,5 e 0,3 mg/l, rispettivamente per il sodio ed il potassio.

3.4.4. Ione cloruro

In funzione della quantità degli ioni cloruro presenti nell'acqua, si sono impiegati i seguenti metodi.

A) Metodo potenziometrico (per concentrazioni < 500 mg/l) [1, 2, 8, 10]

L'andamento della titolazione della soluzione contenente lo ione da determinare è stato seguito impiegando come elettrodo indicatore un elettrodo a « ione specifico » del tipo a membrana. La membrana separa due soluzioni elettrolitiche, una a concentrazione nota di ioni Ag^+ posta all'interno dell'elettrodo, l'altra incognita situata all'esterno dello stesso; tra queste si stabilisce una differenza di potenziale, caratteristica dell'attività dello ione in esame, dipendente dalla legge di Nernst.

L'uso di questo elettrodo nella titolazione potenziometrica è quindi possibile per il verificarsi di un evidente salto di potenziale al punto equivalente dovuto alla scomparsa, nella soluzione elettrolitica incognita, della specie ionica in esame.

— *Interferenze*

La presenza di altri ioni, nell'intervallo di concentrazioni delle soluzioni da noi esaminate, non comporta interferenze apprezzabili.

— *Apparecchiature usate, reattivi e soluzioni standard*

pHmetro Beckman mod. Espandomatic SS-2

Elettrodo a « Ione Specifico » Beckman per lo ione Cl^-

Elettrodo di riferimento « Sleeve Type » Beckman

Soluzione di riempimento elettrodo di misura: AgNO_3 0,01 M

Soluzione di riempimento elettrodo di riferimento: KNO_3 4,0 M

Nitrato di Argento: soluzione 0,0282 M (g/l 4,7914)

Acetone: RP Carlo Erba

Soluzioni Standard di Cl^- : 5 - 10 - 20 - 25 - 50 - 100 mg/l.

— *Procedimento*

L'ampiezza del salto di potenziale al punto equivalente è funzione della costante del prodotto di solubilità dell'AgCl (K_{AgCl}); pertanto, mascherando l'effetto di tale solubilità, è possibile aumentare considerevolmente il salto di potenziale, esaltando il punto finale della reazione; tale effetto viene ottenuto impiegando solventi organici miscibili con acqua ed in particolare acetone.

Il procedimento prevede che a 20 ml del campione in esame (se si opera a concentrazioni molto basse si usano 30 ml) venga aggiunto il 90% V/V di acetone, quindi, con il potenziometro posto nel campo di potenziale operativo, si titoli con AgNO₃, mantenendo l'agitazione magnetica costante sino al punto equivalente caratterizzato da un salto di potenziale di circa 100 mV.

— *Riproducibilità e limite di rivelabilità*

Quando la concentrazione di ioni cloruro non supera i 10 mg/l la riproducibilità risulta essere circa del 2%. Se la concentrazione è maggiore, la riproducibilità è $\leq 0,5\%$. Il limite di rivelabilità è, nelle condizioni adottate, di 2,0 mg/l.

B) *Metodo volumetrico secondo Mohr (per concentrazioni ≥ 500 mg/l) [3]*

Con questo metodo i cloruri vengono titolati con una soluzione di nitrato d'argento, usando come indicatore cromato di potassio, in ambiente neutro.

— *Interferenze*

Bromuri, ioduri e solfuri, dando la stessa reazione dei cloruri, interferiscono nella determinazione. Anche solfiti, ortofosfati e ferro interferiscono; questi ultimi, però, solo se presenti in quantità superiori a 25 e 10 mg/l rispettivamente.

— *Riproducibilità e limite di rivelabilità*

La riproducibilità di tale metodo è $\leq 0,5\%$.

Il limite di rivelabilità, nelle condizioni sperimentali adottate, è di 0,5 g/l.

3.4.5. Ione solfato

Anche per i solfati sono stati impiegati due metodi a seconda della quantità presente nei campioni in esame.

A) *Metodo colorimetrico (per concentrazioni < 400 mg/l) [14]*

Il metodo si basa sulla precipitazione dello ione solfato con un eccesso misurato di una soluzione di cromato di bario e successiva determinazione colorimetrica della quantità di cromato che non ha reagito. Per differenza si risale alla quantità di solfato.

— *Interferenze*

La presenza di sostanze organiche, dirilevanti quantità di sali neutri e la solubilità del BaSO₄, possono causare interferenze. Per eliminare le sostanze organiche si può aggiungere permanganato di potassio dopo alcalinizzazione della soluzione; l'effetto dei sali neutri può invece ridursi per aggiunta di cloruro sodico; l'interferenza dovuta alla solubilità del BaSO₄, viene annullata aggiungendo una piccola quantità di ione SO₄²⁻, però superiore a quella corrispondente alla solubilità del BaSO₄, nelle condizioni di lavoro scelte.

Anche altre specie ioniche, quali Pb²⁺, PO₄³⁻ e F⁻ possono interferire.

— *Apparecchiature usate e reattivi*

Elettrofotometro ZEISS mod. ELKO II.

Cloruro di sodio: 20 gr di NaCl + 5 ml di H₂SO₄, 1N portati a 100 ml con H₂O distillata.

Cromato di Bario: 1 gr di BaCrO₄, (preventivamente riscaldato per 10 minuti a

800°C) sciolto in 100 ml di HCl 1N.
 Idrato di ammonio: soluzione al 10%.

— *Procedimento*

Si preleva 1 ml della soluzione solforica di NaCl e 3 ml di BaCrO₄ e dopo 15 minuti si aggiungono 20 ml della soluzione in esame.

Dopo 2h di riposo si aggiunge 1 ml di idrato d'ammonio e si mette a centrifugare per 10 minuti a circa 2.500 giri/min.

Dalla soluzione chiara così ottenuta si preleva quindi l'aliquota per la determinazione colorimetrica.

La soluzione di confronto si ottiene aggiungendo gli stessi reattivi a 20 ml di acqua distillata e rispettando gli stessi tempi di reazione.

La misura fotometrica viene eseguita usando la lampada a mercurio, filtro Hg 436 e vaschette da 1 a 5 cm.

— *Riproducibilità e limite di rivelabilità*

Quando la concentrazione di ioni SO₄²⁻ non supera i 350 mg/l la riproducibilità risulta essere ≤ 0,5%. Per concentrazioni maggiori è sconsigliabile l'uso del metodo nelle condizioni adottate. Il limite di rivelabilità è di 1,2 mg/l.

B) *Metodo al Mg-complessone (per concentrazioni ≥ 400 mg/l)*

Il metodo si basa sulla precipitazione dello ione solfato con un eccesso misurato di una soluzione, a concentrazione nota, di cloruro di bario e titolazione successiva dell'eccesso di bario con EDTA in presenza di Mg-complessone.

— *Interferenze*

Influenzano questa reazione di complessazione tutti gli ioni che hanno attitudine a reagire con l'EDTA come Ca⁺⁺, Mg⁺⁺, Fe⁺⁺⁺, Zn⁺⁺, Cu⁺⁺, Pb⁺⁺, ecc. Questi ioni vengono opportunamente eliminati, usando resine scambiatrici cationiche.

— *Riproducibilità e limite di rivelabilità*

La deviazione standard è risultata essere ≤ 1,5% mentre il limite di rivelabilità è di 200 mg/l.

3.4.6. *Ione carbonato, bicarbonato, anidride carbonica indipendente e pH [3, 5]*

La determinazione dei carbonati e bicarbonati è stata eseguita per via acidimetrica.

Il valore della CO₂ indipendente, invece, quando presente, è stato ottenuto per differenza tra il volume di acido impiegato per la determinazione dell'alcalinità al metilarancio e quello usato per ottenere il viraggio dello stesso indicatore in un altro campione di acqua, dopo aggiunta di alcali in quantità tale da far virare al rosa la fenolftaelina.

Il pH è stato determinato, a parte, per via elettrometrica.

Tutte le determinazioni suddette sono da eseguirsi in loco.

— *Interferenze*

Tutti gli ioni che alterano l'equilibrio tra CO₂ e lo ione HCO₃⁻, quali: nitriti, fosfati, solfuri, silicati, ferro e rame danno risultati in eccesso, proporzionali alla loro concentrazione; errori in difetto si verificano per alte concentrazioni di sali disciolti (acque di mare). La presenza nel campione di sostanze capaci di impartire una colorazione o la formazione di precipitati durante la determinazione, impedisce l'uso di questo metodo.

— *Riproducibilità e limite di rivelabilità*

La riproducibilità è risultata $\leq 0,5\%$ per gli CO_3^{--} ed HCO_3^- , mentre è risultata $\leq 1\%$ per la CO_2 indipendente.

I limiti di rivelabilità sono: 3,0 mg/l per lo ione CO_3^{--} ; 5,0 mg/l per lo ione HCO_3^- e 2,5 mg/l per la CO_2 indipendente.

3.4.7. Anidride carbonica totale [12]

La determinazione della CO_2 totale non può essere eseguita in loco. Pertanto, all'atto del prelievo, al campione da esaminare viene aggiunto idrossido di sodio esente da carbonati, per fissare tutti i composti carbonatici, ed in particolare la CO_2 libera.

In laboratorio, poi, con opportune tecniche ed apparecchiature si dosa la CO_2 totale, facendola reagire con idrossido di bario e quindi titolando l'eccesso di quest'ultimo con acido cloridrico.

— *Interferenze*

Interferenze possono essere provocate da NH_3 , H_2S , SO_2 e da ogni altra sostanza capace di formare composti insolubili con l'idrossido di bario.

— *Riproducibilità e limite di rivelabilità*

La riproducibilità varia in funzione della concentrazione della CO_2 totale e precisamente:

per concentrazioni di CO_2 fino a 110 mg/l è $\leq 3,0\%$

per concentrazioni di CO_2 da 110 a 165 mg/l è $\leq 1,0\%$

per concentrazioni di CO_2 da 165 a 330 mg/l è $\leq 1,5\%$.

Il limite di rivelabilità è di 2,5 mg/l.

3.5. Isolamenti provvisori e definitivi di tratti di pozzi trivellati

Nei pozzi che sono perforati per indagini idrogeologiche, vengono condotte misure della radioattività naturale dei terreni, registrazioni delle oscillazioni del livello della falda, misure della stratificazione della salinità e della temperatura lungo la colonna idrica, rilievi sistematici degli spostamenti dell'interfaccia acqua di falda-acqua di mare di intrusione continentale, misure delle direzioni dei deflussi sotterranei, della velocità di filtrazione e delle correnti verticali con traccianti radioattivi artificiali, misure dei contenuti di radon e CO_2 presenti nelle acque, campionamenti di acque per analisi chimiche, per determinazione dei contenuti isotopici, ecc....

Nella pratica, sia nel corso della perforazione che a perforazione ultimata si riscontrano sovente situazioni idrogeologiche particolari, quali l'esistenza nel medesimo acquifero di vari livelli idrici caratterizzati da un diverso carico idraulico causato anche da variazioni verticali di permeabilità, che determinano l'instaurarsi di correnti verticali (ascendenti o discendenti) lungo la colonna idrica del perforo.

Inoltre ci si può trovare nelle condizioni di dover attraversare col medesimo sondaggio falde acquifere distinte.

In ogni caso, condizione fondamentale perché i dati raccolti risultino corretti e riferibili ai livelli idrici voluti è che questi ultimi vengano isolati tra di loro, onde ripristinare le condizioni iniziali dell'acquifero.

L'esistenza infatti di correnti verticali nei pozzi, anche se di modesta entità, rende imprecisi o di scarso significato i dati raccolti in quanto tende ad omogeneizzare le caratteristiche chimiche e fisiche delle acque.

In tanti casi si rende necessario l'isolamento, sia in forma provvisoria che definitiva, di tratti di perforo raggiungibili con le apparecchiature di misura, mediante opportuni piezometri ciechi.

3.5.1. Sistemazione provvisoria

Una tale sistemazione si ottiene con l'impiego di opportuni « packer pneumatici » montati a collare su un tubo metallico di PVC, il tutto fissato all'estremità di una colonna piezometrica cieca raggiungente il piano campagna. Tali packer vengono gonfiati dalla superficie con aria compressa attraverso tubi di gomma a piccola sezione, fino ad aderire alla parete del perforo. Possono essere impiegati in batteria qualora la condizione della parete del perforo sia tale da non permettere, con l'impiego di un solo packer, la realizzazione di un perfetto isolamento (fig. 17).

La sistemazione provvisoria permette di espletare accertamenti idrologici corretti anche in quei pozzi che non siano progettati a esclusivi fini di ricerca; è comunque indispensabile per l'acquisizione dei dati necessari alla definitiva sistemazione di pozzi destinati ad assolvere la funzione di stazioni di controllo e misura

3.5.2. Sistemazione definitiva

Concluse con successo alcune sperimentazioni, è stata messa a punto una soluzione tecnica che usualmente viene adottata in pozzi anche di notevole profondità, come ad esempio, è avvenuto per il pozzo CS1 profondo m 170 (fig. 18).

Si utilizzano « celle » di varia lunghezza, di diametro prossimo a quello del perforo quando ci si trova in presenza di rocce lapidee, di diametro inferiore quando ci si trova in presenza di rocce sciolte, e ciò al fine di avere la possibilità di creare un drenaggio tra la parete del perforo e la cella.

Le celle, opportunamente finestate (rapporto tra superficie dei vuoti e superficie totale circa 15%) in modo da consentire la filtrazione dell'acqua di falda, vengono isolate tra di loro per mezzo di cementazioni e sono raggiungibili dal piano campagna attraverso piezometri del diametro di mm 50 per il passaggio delle apparecchiature di misura.

Si impegnano generalmente per le celle e per i piezometri tubi di PVC, più resistenti dei tubi di ferro all'azione corrosiva delle acque salmastre.

Le celle portano alla base (fig. 18) una scarpa metallica troncoconica, fungente da invito alla discesa nel foro e alla sommità una piastra metallica, munita di guarnizioni di gomma tipo para (figg. 19, 20, 21), avente la funzione di raccordo tra la cella e il relativo piezometro e di sostegno per gli inerti destinati ad impedire il colamento nelle celle della boiaccia di cemento messa in opera per gli isolamenti.

In talune situazioni particolari è possibile evitare che i piezometri delle celle sottostanti attraversino quelle sovrastanti, affiancando le celle stesse quando il diametro del perforo lo permetta.

Al fine di evitare l'intasamento delle celle da parte del cemento gettato tra cella e cella, si crea sopra ogni piastra un « cuscino » di inerti (ghiaia e sabbia) dello spessore di circa m 1,50, a granulometria decrescente dal basso verso l'alto e con diametri degli elementi compresi tra mm 0,1 e 10 (fig. 22).

Gli inerti vengono posti in opera per caduta a gravità, di modo che durante la discesa attraverso l'acqua del pozzo si operi un'ulteriore selezione granulometrica.

Circa i volumi inerti da immettere bisognerà tener conto dello stato di fessurazione e cavernosità della roccia e non solo del volume del tratto di perforo da riempire, operando comunque un attento controllo degli spessori raggiunti.

I tappi di isolamento tra le celle si eseguono colando per gravità boiaccia di cemento attraverso tubi del diametro di mm 25. La colata viene effettuata a più riprese

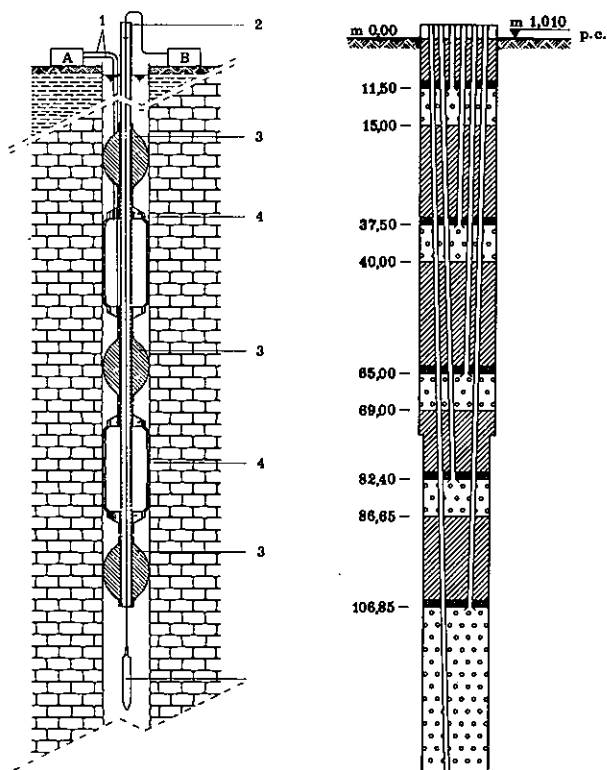


Fig. 17 — Schema indicante la disposizione delle attrezzature per l'isolamento di tratti di pozzo. (A: aria compressa; 1: tubi di immissione aria compressa; 2: piezometro; 3: centrante; 4: packer pneumatico).

Fig. 18 — Schema della sistemazione a celle di un pozzo perforato in rocce fessurate.

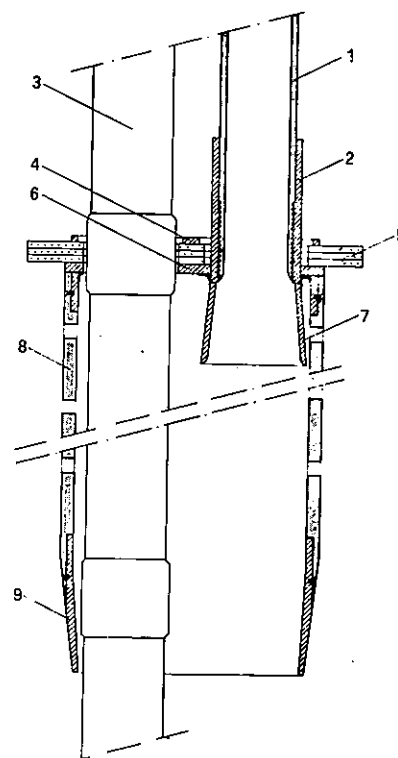
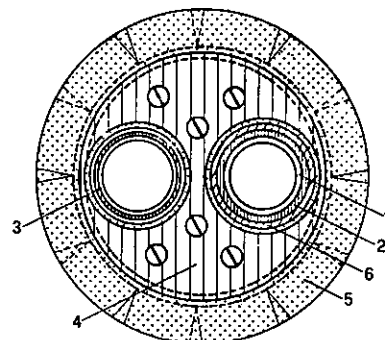


Fig. 19 — Sezione di una cella e relativa pianta della piastra di raccordo. (1: piezometro della cella n. 2; 2: manicotto di attacco del piezometro; 3: piezometro passante della sottostante cella n. 1; 4: piastra metallica pressaguarnizioni di gomma; 5: guarnizioni di gomma; 6: testa di raccordo cella-piezometro; 7: imbuto di invito per le strumentazioni di misura; 8: tubo cella in PVC; 9: scarpa metallica della cella).

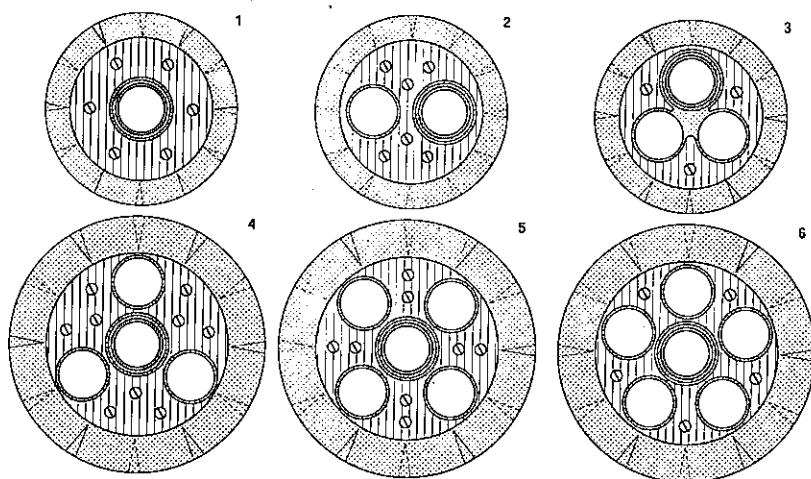


Fig. 20 — Piante delle n. 6 piastre di raccordo tra celle e piezometri.

al fine di poter operare un controllo di eventuali perdite di boiaccia attraverso fessure o cavità della roccia; in tal caso, queste vengono ostruite aggiungendo alla boiaccia inerti a varia granulometria. Raggiunta con la cementazione la quota prevista, si provvede alla posa della cella sovrastante.

La sistemazione definitiva del pozzo (numero delle celle, loro lunghezza e posizione) viene progettata caso per caso, secondo le caratteristiche tecniche del pozzo e gli scopi cui questo deve assolvere.

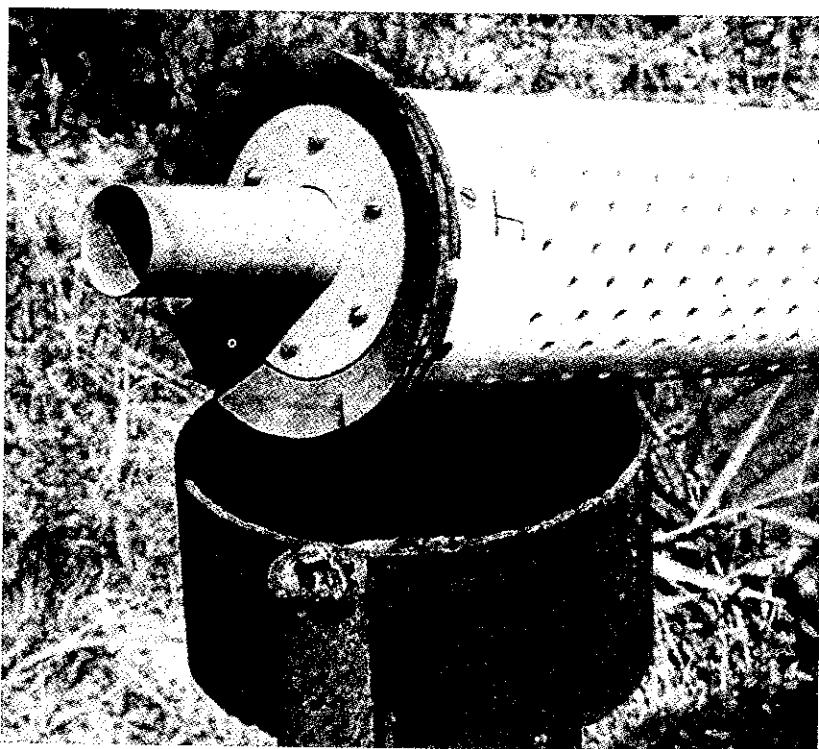


Fig. 21 — Piastra di raccordo e tubo forellato di una cella.

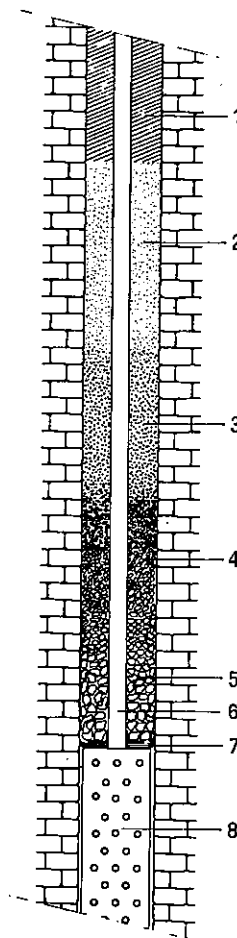


Fig. 22 — Schema della sistemazione di una cella in un pozzo perforato in calcari dolomitici. 1: tappo di isolamento in cemento; 2: sabbia medio-fina (diametro 0,1-0,5 mm); 3: sabbia medio-grossa (diametro 0,5-5 mm); 4: ghiaietto (diametro 5-10 mm); 5: ghiaia (diametro 10-25 mm); 6: piezometro; 7: piastra di raccordo con guarnizioni di gomma; 8: cella finestrata).

Bibliografia

- [1] ANONIMO: « Guida alle misure di ioni specifici mediante elettrodi selettivi ». Edizioni Beckman.
- [2] BIGOIS M., LEVY R.: « Sur les microdosages du chlore et du brome simultanément présent dans les composés organiques et dans certains minéraux ». *Bull. de la Soc. Chim. de France*, vol. I. (1970).
- [3] CEBEDAU: « Livre de l'eau » Cebedoc C: P. R. L., vol. I, (Liège, 1966).
- [4] COCCO G., CORADOSSI N., TONANI F.: « Ricerche di metodologia geochimica: II. La determinazione del sodio e del potassio con il fotometro a fiamma ». *Periodo di Mineralogia*, vol. XXIV, (1957).
- [5] DALL'AGLIO M., TONANI F.: « L'analisi chimica nelle acque naturali come mezzo di indagine geochimica ». *Studi e ricerche della divisione Geomineraria*, vol. III, (1960).
- [6] FLASCHKA H. A.: « EDTA titrations ». Pergamon Press, (Londra, 1964).
- [7] FLEET B., SOE WIN, WEST T. S.: « Rapid visual complexometric titration of calcium in natural waters ». *Talanta*, vol. XV, (1968).
- [8] MASCINI M.: « Elettrodi a membrana specifici per ioni: una nuova metodologia analitica per misura degli inquinamenti delle acque ». *Convegno su « Classificazione dei corpi idrici e requisiti di qualità degli scarichi »*, F. A. S. T., Milano (1970).
- [9] PARKS T.D., JOHNSON H.O., LYKKEN L.: « Errors in the use of model 18 Perkin Elmer flame photometers for the determination of metals. Interference of common metals, acids and solvents ». *Anal. Chem.*, vol. XX (1948).
- [10] PROKOPOV T.S.: « Determination of traces of chloride and bromide ions by potentiometric titration ». *Mikrochimica Acta*, (1968).
- [11] SARNO V.: « Determinazione colorimetrica dello ione calcio nelle acque mediante il composto GBHA [gliossale-bis-(2-idrossianile)] ». *Convegno su « Classificazione dei corpi idrici e requisiti di qualità degli scarichi »*, F. A. S. T., Milano (1970).
- [12] TREADWELL F.P.: « Chimica analitica ». Vol. II, Ed. Vallardi (1969).
- [13] TSUNOGAI S., NISHIMURA M., NAKAYA S.: « Complexometric titration of calcium in presence of larger amounts of magnesium ». *Talanta*, vol. XV, (1968).
- [14] ZIMMERMANN M.: « Photometric metal and water analyses ». *Wissenschaftliche Verlagsgesellschaft MBH*, (Stuttgart, 1962).

4. Metodologie e tecniche isotopiche

L'applicazione delle moderne tecniche isotopiche consente di chiarire aspetti fondamentali della circolazione idrica sotterranea e di portare un sostanziale contributo alla risoluzione di particolari problemi idrogeologici.

Allo scopo di dimostrare l'utilità e la validità delle tecniche isotopiche valgono, a titolo esemplificativo, i brevi cenni che seguono. Fra gli obiettivi perseguibili mediante tali tecniche, va innanzi tutto ricordata la determinazione dell'età delle acque sotterranee, la quale consente valutazioni indicative o quantitative, secondo i casi, sulle provenienze, sull'alimentazione, sulle connessioni fra bacini, come sulle capacità di immagazzinamento, ecc. Anche senza andare all'età vera e propria, l'applicazione degli isotopi, nelle sue ormai estese e varie applicazioni, è certamente oggi il più determinante dei metodi disponibili per l'acquisizione dei rapporti fra le acque sotterranee e quelle superficiali. Essa fornisce inoltre utilissime informazioni nei casi di contaminazione esplicita nei confronti degli acquiferi sia artificialmente (ad es., per l'immissione di rifiuti convenzionali o radioattivi) sia naturalmente (ad es., per la influenza dell'acqua marina di intrusione continentale).

Le ricerche che si avvalgono degli isotopi richiedono indubbiamente una specifica preparazione di base ed un'approfondita conoscenza dell'ambiente idrogeologico in cui si opera.

Le metodologie e tecniche isotopiche impiegate nelle ricerche sulle acque sotterranee pugliesi hanno riguardato sostanzialmente: l'applicazione degli isotopi ambientali nelle ricerche sull'origine e sul tempo di residenza negli acquiferi delle acque sotterranee; l'impiego dei traccianti radioattivi artificiali e stabili nelle misure della velocità di filtrazione e della direzione dei deflussi sotterranei e per l'identificazione e la misura delle correnti verticali nei pozzi: il carotaggio della radioattività naturale dei terreni al fine di ottenere informazioni sulla natura litologica, sulla stratificazione e sulla fessurazione; la misura dei contenuti naturali di radon per studi sulla mobilità delle acque sotterranee; l'impiego delle sonde a radioisotopi per la determinazione dell'aliquota dei vuoti delle rocce (porosità intrinseca e aliquote di volumi impegnati dalle fessure) e del contenuto in cloro delle acque.

Nelle pagine che seguono vengono espone in dettaglio le tecniche e le metodologie isotopiche ed i loro numerosi campi di applicazione. Per quanto riguarda le applicazioni in campagna, si avrà cura di riferire anche sull'adozione degli accorgimenti e delle soluzioni tecniche connesse all'uso di apparecchiature disposte in pozzi anche molto profondi, talora sottoposti a considerevoli pressioni idrostatiche.

4.1. Traccianti e tecniche di misura

Le sostanze che si prestano ad essere meglio impiegate come traccianti in idrogeologia, atte cioè a rivelare dati caratteristici sull'origine e sul movimento dell'acqua negli acquiferi, sono diverse; in teoria una qualunque sostanza che sia solubile in acqua e la cui concentrazione possa essere agevolmente misurata può fungere da tracciante, ma nella realtà sono molti i requisiti che questo tracciante deve possedere perché possa venire impiegato con successo, come ben si vedrà nelle pagine che seguono.

I traccianti si dividono in due gruppi principali: traccianti radioattivi e traccianti stabili; a loro volta possono distinguersi in artificiali e naturali (presenti cioè naturalmente nell'acqua).

4.1.1. Traccianti radioattivi

I traccianti radioattivi usati in idrogeologia sono costituiti generalmente da sostanze solubili in acqua, le cui molecole contengono un atomo radioattivo emettente radiazioni beta o gamma.

Il loro impiego è divenuto negli ultimi anni molto diffuso per la facilità e la precisione con cui possono venire rilevati nelle acque. Una certa preferenza viene oggi accordata all'uso di traccianti emettitori gamma, in quanto è possibile procedere per essi a misure della loro concentrazione in situ per mezzo di apparecchiature di impiego abbastanza semplice, consistenti in contatori di Geiger-Müller o in rivelatori a scintillazione, misuratori di impulsi e scale di conteggio, con gli ovvi vantaggi che ciò comporta. Al contrario, per i traccianti emettitori beta è necessario procedere a determinazioni di laboratorio con apparecchiature a scintillazione in fase liquida.

A) Traccianti radioattivi artificiali

In generale, i requisiti che un tracciante radioattivo deve possedere sono i seguenti: bassa radiotossicità, buona solubilità in acqua, nessuna affinità chimica con gli elementi costituenti la roccia ad evitare che il tracciante medesimo possa fissarsi su questa, periodo di dimezzamento strettamente compatibile con la durata della misura, alta attività specifica in modo che il suo peso specifico sia prossimo a quello dell'acqua, per evitare correnti di densità nella colonna idrica del pozzo in cui si immette.

I traccianti emettitori beta più comunemente usati sono: il fosforo-32, lo zolfo-35, il carbonio-14 ed il tritio.

Lo zolfo-35 (periodo di dimezzamento di 87 giorni) è particolarmente indicato per esperimenti di una certa durata: inoltre esso offre un buon comportamento nel terreno [16].

Il tritio sarebbe da considerarsi un tracciante ideale, essendo esso contenuto nella molecola dell'acqua, ma il suo impiego deve essere molto limitato in idrogeologia, poiché preclude successivamente la possibilità di procedere a datazioni di acque sulla scorta dei loro contenuti naturali in tritio; del pari è sconsigliabile l'impiego del carbonio-14.

Questi traccianti, non potendo però venire rivelati in situ, non si prestano in quelle indagini nelle quali si impone la misura diretta del tracciante stesso.

Come già accennato precedentemente, risultati più soddisfacenti si ottengono in idrogeologia con l'impiego di traccianti emettitori gamma. Anche se teoricamente esiste una grande scelta fra questi, solo pochi sono invero quelli che più rispondono ai requisiti dinanzi descritti.

In situazioni idrogeologiche di falde sostenute alla base da acqua di mare di invasione continentale, molto bene rispondono il bromo-82 e lo iodio-131, in quanto i medesimi elementi stabili presenti naturalmente nelle acque fungono da trascinatori per gli isotopi radioattivi immessi; la scelta fra i due traccianti è ovviamente funzione

4.1. Traccianti e tecniche di misura

Le sostanze che si prestano ad essere meglio impiegate come traccianti in idrogeologia, atte cioè a rivelare dati caratteristici sull'origine e sul movimento dell'acqua negli acquiferi, sono diverse; in teoria una qualunque sostanza che sia solubile in acqua e la cui concentrazione possa essere agevolmente misurata può fungere da tracciante, ma nella realtà sono molti i requisiti che questo tracciante deve possedere perché possa venire impiegato con successo, come ben si vedrà nelle pagine che seguono.

I traccianti si dividono in due gruppi principali: traccianti radioattivi e traccianti stabili; a loro volta possono distinguersi in artificiali e naturali (presenti cioè naturalmente nell'acqua).

4.1.1. Traccianti radioattivi

I traccianti radioattivi usati in idrogeologia sono costituiti generalmente da sostanze solubili in acqua, le cui molecole contengono un atomo radioattivo emettente radiazioni beta o gamma.

Il loro impiego è divenuto negli ultimi anni molto diffuso per la facilità e la precisione con cui possono venire rilevati nelle acque. Una certa preferenza viene oggi accordata all'uso di traccianti emettitori gamma, in quanto è possibile procedere per essi a misure della loro concentrazione in situ per mezzo di apparecchiature di impiego abbastanza semplice, consistenti in contatori di Geiger-Müller o in rivelatori a scintillazione, misuratori di impulsi e scale di conteggio, con gli ovvi vantaggi che ciò comporta. Al contrario, per i traccianti emettitori beta è necessario procedere a determinazioni di laboratorio con apparecchiature a scintillazione in fase liquida.

A) Traccianti radioattivi artificiali

In generale, i requisiti che un tracciante radioattivo deve possedere sono i seguenti: bassa radiotossicità, buona solubilità in acqua, nessuna affinità chimica con gli elementi costituenti la roccia ad evitare che il tracciante medesimo possa fissarsi su questa, periodo di dimezzamento strettamente compatibile con la durata della misura, alta attività specifica in modo che il suo peso specifico sia prossimo a quello dell'acqua, per evitare correnti di densità nella colonna idrica del pozzo in cui si immette.

I traccianti emettitori beta più comunemente usati sono: il fosforo-32, lo zolfo-35, il carbonio-14 ed il tritio.

Lo zolfo-35 (periodo di dimezzamento di 87 giorni) è particolarmente indicato per esperimenti di una certa durata: inoltre esso offre un buon comportamento nel terreno [16].

Il tritio sarebbe da considerarsi un tracciante ideale, essendo esso contenuto nella molecola dell'acqua, ma il suo impiego deve essere molto limitato in idrogeologia, poiché preclude successivamente la possibilità di procedere a datazioni di acque sulla scorta dei loro contenuti naturali in tritio; del pari è sconsigliabile l'impiego del carbonio-14.

Questi traccianti, non potendo però venire rivelati in situ, non si prestano in quelle indagini nelle quali si impone la misura diretta del tracciante stesso.

Come già accennato precedentemente, risultati più soddisfacenti si ottengono in idrogeologia con l'impiego di traccianti emettitori gamma. Anche se teoricamente esiste una grande scelta fra questi, solo pochi sono invero quelli che più rispondono ai requisiti dinanzi descritti.

In situazioni idrogeologiche di falde sostenute alla base da acqua di mare di invasione continentale, molto bene rispondono il bromo-82 e lo iodio-131, in quanto i medesimi elementi stabili presenti naturalmente nelle acque fungono da trascinatori per gli isotopi radioattivi immessi; la scelta fra i due traccianti è ovviamente funzione

della durata dell'esperimento, essendo rispettivamente di 1,5 e di 8 giorni il loro periodo di dimezzamento. Analogamente gli stessi vantaggi presenterebbe l'uso del sodio-24, ma il suo impiego è molto limitato per il pericolo che comporta l'alta energia delle sue radiazioni gamma.

In alcuni particolari esperimenti di media durata, il cromo-51, complessato con acido etilen-diamino-tetracetico (EDTA), ha dato risultati molto soddisfacenti: il suo periodo di dimezzamento è di 27,8 giorni ed ha un buon comportamento anche in terreni argillosi.

Più raramente usati sono il ferro-59, l'argento-110, il cesio-137, il cobalto-60 ed il rubidio-86.

B) Traccianti radioattivi naturali

Tra gli isotopi radioattivi naturalmente presenti nelle acque sono utilizzati il tritio, il carbonio-14, il silicio-32, il radon-222 ecc... Il tritio viene generato nell'atmosfera per interazione dei raggi cosmici con i componenti dell'atmosfera stessa; a questo va aggiunta la enorme quantità di tritio prodotta nell'atmosfera a partire dal 1952 dalle esplosioni termonucleari. La sua concentrazione nelle acque di pioggia negli anni 1949-50 era di appena 10 [12] o 15-20 [17] UT (unità tritio) (⁷), mentre nel 1963-64 aveva localmente raggiunto punte di 10.000 UT.

Il carbonio viene prodotto per interazione di neutroni con l'azoto negli strati alti dell'atmosfera; il silicio-32 per interazione dei raggi cosmici con l'argon.

Le possibilità d'impiego che questi radioisotopi offrono dipendono dal periodo di dimezzamento di ciascuno di essi (12,26 anni per il tritio, 5.730 anni per il carbonio-14 e circa 600 anni per il silicio-32).

Il tritio è particolarmente indicato per rivelare ravvenamenti recenti; il suo periodo di dimezzamento permette infatti datazioni di acqua fino ad un massimo di 50 anni circa.

Il carbonio-14 viene usato per la datazione di acque fino a circa 30.000 anni.

Il silicio-32 consente di datare acque di 1.000-2.000 anni di età e si inserisce perciò tra il carbonio-14 ed il tritio. Purtroppo il suo impiego non è ancora di comune dominio degli idrogeologi, a causa delle tecniche di misura molto laboriose; basti pensare che per una sola determinazione occorrono da 5 a 20 tonnellate di acqua [15].

Nella pratica le indagini compiute con questi isotopi permettono oltre che di identificare antichi ravvenamenti, anche di calcolare la velocità di deflusso delle acque sotterranee datando le acque in vari punti dell'acquifero ed i vari contributi derivanti dal miscelamento di acque sotterranee diverse.

La determinazione del tritio e del carbonio-14 viene effettuata abbastanza agevolmente per scintillazione in fase liquida o gassosa; quella del silicio-32 viene effettuata indirettamente per mezzo del suo discendente, il fosforo-32.

Il radon-222, elemento radioattivo gassoso, solubile nell'acqua e avente periodo di dimezzamento di 3,82 giorni, si origina per decadimento radioattivo del radio-226, elemento sempre presente in varie proporzioni nelle rocce; esso è quindi presente nelle acque sotterranee.

La sua determinazione viene effettuata o per scintillazione alfa previo degassamento da campioni di acqua, oppure per concentrazione su carbone attivo granulare e conteggio dell'attività gamma dei suoi prodotti di decadimento a vita breve per mezzo di rivelatori a scintillazione (v. paragrafo 4.4.).

4.1.2. Traccianti stabili

In linea generale, un tracciante stabile è rappresentato da una sostanza non radioattiva solubile in acqua e la cui concentrazione risulti di facile determinazione.

(⁷) L'unità di tritio (UT) corrisponde al rapporto di 1 atomo di H³ per 10¹⁸ atomi di H².

A) Traccianti stabili artificiali

I traccianti stabili possono suddividersi in diversi gruppi: coloranti, come la fluorescenza, la rodamina, il blu di metilene ecc., le cui concentrazioni vengono determinate con appositi colorimetri; elettroliti forti, rivelabili con misure di conducibilità ed alcuni sali le cui molecole contengono atomi a grossa sezione di cattura per i neutroni termici, le cui concentrazioni possono venire determinate in situ mediante l'uso di sonde a neutroni.

Come è noto, il principio di rivelazione di questi elementi con sonda a neutroni si basa sulla cattura di neutroni termici, che è funzione della concentrazione del tracciante (v. paragrafo 4.6.1.).

L'apparecchiatura di misura consta di una sonda costituita da una sorgente di neutroni veloci e da un contatore di neutroni termici e di una scala di conteggio; i neutroni veloci vengono termalizzati dagli atomi di idrogeno delle molecole di acqua e retrodiffusi verso il contatore.

Mentre l'uso dei traccianti stabili artificiali in idrogeologia, in paragone a quello dei traccianti radioattivi, presenta il vantaggio di poter generalmente attuarsi anche in pozzi destinati ad immediato sfruttamento per usi domestici, tuttavia essi non consentono misure molto accurate per le concentrazioni necessarie che provocano correnti di densità lungo la colonna idrica dei sondaggi da indagare.

B) Traccianti stabili naturali

Per quanto riguarda gli isotopi stabili naturalmente presenti nelle acque, viene sfruttato per la massima parte dei casi il frazionamento isotopico, che si verifica a causa dell'evaporazione e della condensazione dell'acqua principalmente dei mari e dei laghi, onde il vapore acqueo, e quindi l'acqua di pioggia, diviene più ricco di ossigeno-16 e idrogeno, rispetto all'ossigeno-18 e al deuterio, con riferimento alle stesse acque dei mari e dei laghi.

Si ha in tal modo una deviazione dei normali rapporti isotopici fra l'ossigeno-18 e l'ossigeno-16 e fra il deuterio e l'idrogeno. Poiché tale fenomeno si manifesta con intensità variabile, a seconda della temperatura di evaporazione e di condensazione dell'acqua e quindi a seconda dell'altitudine a cui avvengono le precipitazioni, è possibile ottenere numerose e preziose informazioni idrologiche.

Infatti le determinazioni dei rapporti isotopici O^{18}/O^{16} e D/H permettono di distinguere le aree in cui è avvenuta la ricarica delle acque sotterranee e, in alcuni casi, anche i periodi dell'anno durante i quali tale ricarica ha avuto luogo.

Per effetto dell'evaporazione, le acque superficiali risultano più cariche di deuterio e ossigeno-18 per cui, se tali acque alimentano falde acquifere, queste sono di norma riconoscibili. Inoltre le acque sotterranee alimentate a forte altitudine, sia direttamente che da corsi d'acqua defluenti ad alta quota, possono essere distinte da quelle di alimentazione provenienti da precipitazioni di bassa quota.

Le determinazioni di tali isotopi vengono effettuate per mezzo di spettrometri di massa, con precisione di $\pm 0,3\%$ per il deuterio e di $\pm 0,1\%$ per l'ossigeno-18.

Anche l'anidride carbonica e lo ione cloruro sono stati impiegati con successo come traccianti naturalmente presenti nelle acque sotterranee. Essi hanno contribuito grandemente alla risoluzione di numerosi problemi di carattere idrogeologico sulla mobilità delle falde acquifere e sui rapporti esistenti fra le acque di mare e le falde stesse.

4.2. Campi di applicazione dei traccianti

Nelle indagini sulle acque sotterranee pugliesi l'uso dei traccianti radioattivi artificiali ha consentito di effettuare: misure delle correnti verticali lungo la colonna idrica di sondaggi, misure dirette delle velocità di filtrazione e della direzione dei

deflussi sotterranei; l'impiego degli isotopi ambientali ha consentito di chiarire alcuni aspetti del fenomeno dell'ingressione marina, permettendo di introdurre il fattore tempo nei rapporti tra mare ed acque sotterranee (v. paragrafo 8.2.).

4.2.1. Misura delle correnti verticali

Le correnti verticali nei pozzi sono causate generalmente da differenze di carico idraulico tra due livelli acquiferi messi in comunicazione dalla trivellazione. A parte i noti motivi inerenti alle modalità di struttura, stratificazione e permeabilità del mezzo acquifero, anche differenze di temperatura possono determinare l'insorgere di correnti verticali, peraltro di debole entità.

Il fenomeno è da ritenersi importante anche in acquiferi fessurati: infatti le numerose indagini espletate nella Penisola Salentina, anche se ivi la falda circola generalmente a pelo libero, hanno evidenziato la presenza di correnti verticali in numerosi sondaggi.

E' ovvia qualsiasi considerazione sull'estrema utilità che riveste il poter determinare la presenza e l'entità di tali correnti verticali, consentendo infatti di accertare interscambi fra falde diverse o fra diversi livelli idrici di una stessa falda.

La misura delle dette correnti verticali diviene addirittura indispensabile quando si deve procedere alla più opportuna sistemazione di pozzi, per ottenere l'isolamento temporaneo o definitivo di particolari livelli idrici al fine di una corretta acquisizione di parametri idrogeologici.

Per le misure in oggetto, si è rivelato di particolare utilità l'impiego dei traccianti radioattivi soprattutto in presenza di velocità molto basse, per le quali non è possibile l'impiego di correntometri.

A) Tecniche di misura

La determinazione delle correnti verticali nei pozzi viene effettuata con immersioni puntiformi di tracciante alla profondità in cui si presume, in base ai dati stratigrafici, l'esistenza delle correnti stesse, seguendo il movimento della « nuvola » tracciante con un GM o con un rivelatore a scintillazione.

Informazioni più precise si ottengono registrando il passaggio della nuvola radioattiva con una serie di rivelatori disposti in punti fissi lungo la verticale del pozzo e determinando quindi la velocità media tra punti successivi della corrente verticale col metodo del « doppio picco » [7, 10]).

Si ha così che la quantità di acqua Q_v che passa attraverso la sezione trasversale F_v del sondaggio risulta uguale a:

$$Q_v = V_v \cdot F_v = \frac{s}{t} \cdot F_v$$

dove V_v rappresenta la velocità media della corrente verticale, t il tempo impiegato dalla nuvola radioattiva per passare da un rivelatore a quello successivo ed s la distanza fra i due rivelatori.

E' anche possibile misurare la velocità della corrente verticale dell'acqua in un punto del pozzo per mezzo di un solo rivelatore: si registra istante per istante l'attività ($E \cdot c(t)$, dove E rappresenta la sensibilità del rivelatore e $c(t)$ la concentrazione del radionuclide) della nuvola che passa davanti al rivelatore. Indicando quindi con N il conteggio totale registrato durante il passaggio della nuvola ($N \geq E \int_0^H c(t) dt$) e con A la sua attività totale ($A = E \int_0^H c(h) dh$, dove h è un punto generico lungo la verticale del pozzo e H la lunghezza totale del pozzo), si ricava:

$$Q_v = \frac{A \cdot E}{N}$$

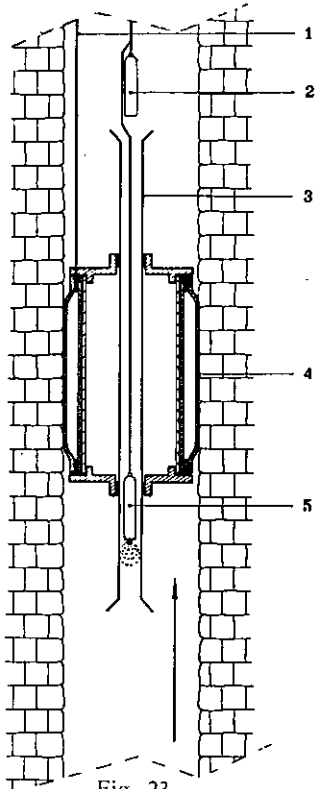


Fig. 23

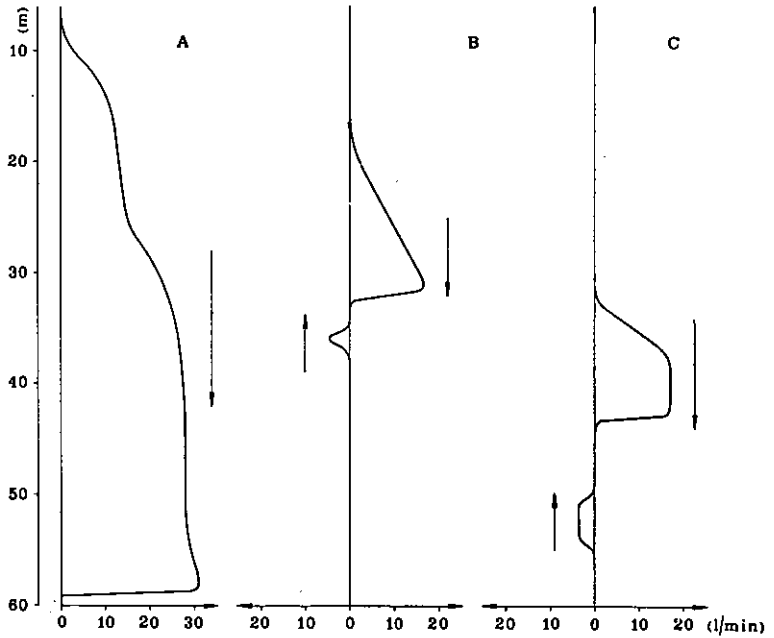


Fig. 24

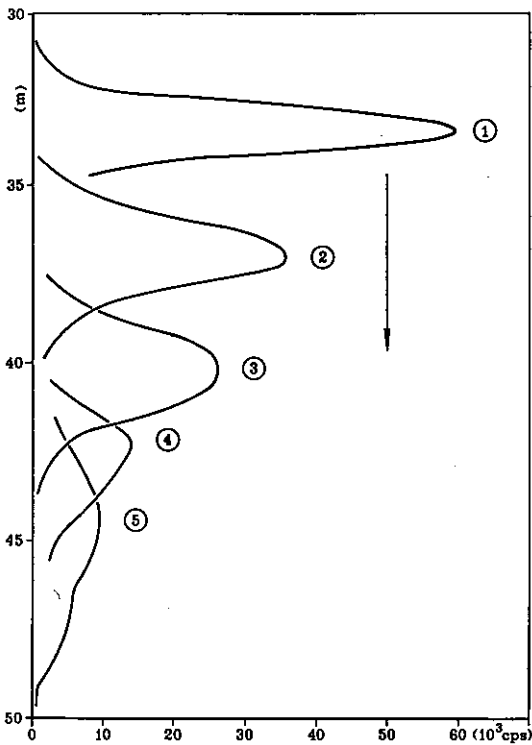


Fig. 25

Fig. 23 — Schema indicante la disposizione delle attrezzature per la misura di deboli correnti verticali in pozzi non rivestiti (1: tubo dell'aria compressa; 2: rivelatore a scintillazione per radiazioni gamma; 3: tubo di strozzatura; 4: packer pneumatico; 5: elettrosiringa per l'immissione del tracciante).

Fig. 24 — Andamento delle correnti verticali instauratesi con la perforazione in tre situazioni idrogeologiche diverse. Nel diagramma A la corrente verticale discendente evidenzia una differenza di carico idraulico fra due livelli acquiferi in terreni fessurati, separati da uno strato scarsamente permeabile (da m 35 a m 58). I diagrammi B e C mostrano correnti verticali di senso contrario in due pozzi interessanti rispettivamente terreni calcarenitici (B) e depositi alluvionali (C). In entrambi i casi è palese l'esistenza di una via preferenziale di deflusso orizzontale operante un richiamo di acqua attraverso il sondaggio. Le profondità sono riferite al piano campagna.

Fig. 25 — Corrente verticale discendente in un pozzo perforato in depositi alluvionali. La registrazione dei vari picchi di attività è stata effettuata seguendo la nuvola tracciante nel suo movimento per mezzo di un rivelatore a scintillazione per radiazioni gamma. I diversi picchi rappresentano la distribuzione dell'attività del tracciante (I^{131}) al momento della prima misura (1) e dopo: 16 (2), 34 (3), 55 (4), 71 (5) minuti. Le profondità sono riferite al piano campagna.

L'impiego dell'uno o dell'altro metodo dipende naturalmente dalle condizioni idrogeologiche incontrate e dal tipo di indagine che deve essere condotta.

Dal confronto dei metodi descritti si possono trarre le seguenti considerazioni:

— il primo metodo, o metodo del doppio picco, permette di effettuare misure di velocità media nei pozzi con discreta precisione, ma esige l'impiego di un elevato numero di rivelatori per ottenere una distribuzione dettagliata della velocità lungo la colonna; al contrario, non dà generalmente una corretta valutazione delle eventuali diluizioni lasciando inalterata la portata verticale;

— il metodo del conteggio totale offre la possibilità di rivelare se fra due punti di misura vi sono anche componenti orizzontali; ad esempio, nel caso in cui vi sia afflusso ed efflusso di una uguale quantità di acqua, la portata lungo il foro resta invariata, ma ne consegue ovviamente una diminuzione del conteggio totale N , proporzionale alla diluizione del tracciante avvenuta [7, 10]. Esso risulta quindi utile per integrare le informazioni fornite dal primo metodo. Si deve notare tuttavia che è necessario, qualora avvenga una perdita di tracciante lungo il tragitto, determinare l'attività A della nuvola nel momento in cui passa davanti al rivelatore, il che è realizzabile inseguendo la nuvola stessa mediante un secondo rivelatore.

E' necessario osservare tuttavia che la misura delle correnti verticali di debole entità può richiedere molto tempo e la precisione dei dati che si ottengono con i metodi esposti viene di norma influenzata dalla diffusione del tracciante durante lo spostamento lungo la verticale del pozzo.

E' possibile però ottenere risultati più soddisfacenti aumentando artificialmente la velocità della corrente verticale ricorrendo ad un dispositivo che riduca la sezione del sondaggio (fig. 23).

I traccianti radioattivi che più si sono mostrati idonei per gli scopi in argomento sono lo iodio-131 ed il bromo-82.

Tra quelli stabili è stato utilizzato con successo il cloruro di cadmio in soluzione alcoolica nel corso di indagini idrogeologiche condotte in terreni alluvionali.

Per ottenere delle buone immissioni dei traccianti radioattivi nei pozzi, si è adottata una speciale attrezzatura, che verrà descritta in dettaglio più avanti, costituita da una siringa comandata dalla superficie elettromagneticamente o meccanicamente. Con essa vengono limitati i rischi derivanti dalle radiazioni al personale addetto alle misure, in quanto il caricamento è rapido e agevole.

B) Esempi di applicazione

Nel corso delle indagini condotte su terreni permeabili sia per fessurazione che per porosità, la determinazione delle correnti verticali nei pozzi ha apportato un valido contributo per la risoluzione di problemi riguardanti la circolazione idrica sotterranea, consentendo di individuare l'esistenza di vie preferenziali di deflusso, di livelli acquiferi più produttivi, nonché, come già accennato, permettendo di procedere ad un'adeguata sistemazione dei pozzi per misure di temperatura e salinità e per campionamenti di acque di sicura validità.

I diagrammi riportati in figura 24 rappresentano i risultati di alcune misure di correnti verticali in diverse situazioni idrogeologiche, ove sono messe in evidenza differenze di carico idraulico, correnti di senso opposto e vie preferenziali di deflusso orizzontale.

In fig. 25 è indicato l'andamento della nuvola tracciante nel suo movimento discendente, in un pozzo perforato in depositi alluvionali. In questo caso la determinazione delle correnti verticali ha fornito una valida indicazione circa il livello maggiormente produttivo in vista di un impiego dell'acqua di falda.

4.2.2. Misura della velocità di filtrazione col metodo della diluizione di un tracciante in un pozzo singolo

La misura della velocità di filtrazione dell'acqua di falda, con il metodo della diluizione di un tracciante in un pozzo singolo, fornisce indicazioni sulla permeabilità e sulla trasmissività dell'acquifero e conseguentemente sulle portate fluenti. La conoscenza di questo parametro quindi riveste un'importanza notevole nelle ricerche idrogeologiche.

A) Principio del metodo

Il metodo si basa sulla relazione esistente tra la velocità con cui un tracciante immesso in un pozzo viene diluito e la velocità di filtrazione dell'acqua [1, 7, 9, 10, 19].

La velocità di filtrazione (V_f) è così legata alla diluizione del tracciante, che avviene con legge esponenziale secondo la nota formula:

$$V_f = - \frac{V}{\alpha St} \ln \frac{C}{C_0}$$

essendo V il volume di acqua delimitato dal tratto del pozzo in cui avviene la misura, S la sua sezione perpendicolare alla direzione di flusso dell'acqua, t l'intervallo di tempo durante il quale si svolge la misura, C_0 e C rispettivamente la concentrazione del tracciante all'inizio e alla fine della misura, α il coefficiente che tiene conto della distorsione dei filetti liquidi provocata dal pozzo. Esso in sostanza rappresenta il rapporto fra la portata della falda attraverso il pozzo e quella che si ha nell'acquifero per la stessa sezione [7, 10].

Recenti studi, effettuati principalmente da DROST e collaboratori [7], hanno mostrato che il coefficiente α dipende dai diametri del pozzo e del tubo di rivestimento e dallo spessore dell'eventuale dreno di ghiaia attorno al tubo, dalla permeabilità del tubo stesso, della ghiaia e dell'acquifero. Quando questi parametri siano determinati e il flusso dell'acqua sia laminare, il coefficiente α può venire calcolato matematicamente.

In effetti risulta difficile se non impossibile valutare con esattezza tutti i parametri di disturbo che concorrono alla misura della velocità di filtrazione delle falde acquifere e ne consegue perciò un errore, che può essere comunque contenuto entro limiti accettabili purché vengano rispettate le seguenti relazioni:

$$r_1/r_2 = 0,9 \qquad r_2/r_3 = 0,3 \qquad K_1 \geq K_2 \geq 10 K_3$$

essendo r_1 , r_2 rispettivamente i raggi interno ed esterno del tubo finestrato del pozzo, r_3 il raggio del perforo, K_1 , K_2 , K_3 i coefficienti di permeabilità relativi al tubo, al dreno di ghiaia e all'acquifero [7]. Sotto queste condizioni il coefficiente α risulta praticamente indipendente dalla permeabilità dell'acquifero.

Una sua misura diretta è stata da noi effettuata su modelli idraulici di grandi dimensioni (fig. 26), nei quali si sono riprodotti sia mezzi permeabili per porosità che per fessurazione, impiegando sabbie, ghiaie e mattoni di terra cotta, e si è constatato che non esiste una differenza rilevante fra i valori di α ottenuti nei mezzi permeabili per porosità, e quelli ottenuti nei mezzi permeabili per fessurazione purché questi ultimi presentino una fessurazione omogenea. Si è rilevato inoltre che lo scarto fra i valori di α calcolati e quelli misurati è contenuto in limiti accettabili (inferiori al 20%). Le misure condotte sui modelli hanno mostrato che il coefficiente α , per i tipi di pozzi riprodotti, era compreso tra 1,5 e 4.

B) Tecniche di misura

La misura della velocità di filtrazione può venire effettuata sia direttamente che indirettamente, a seconda che si impieghino traccianti rivelabili in situ o che richiedano il campionamento e successive determinazioni di laboratorio.

Il primo metodo è il più usato, perché permette di effettuare misure più corrette; infatti la manipolazione di un gran numero di campioni, indispensabile quando si impiegano, ad esempio, i traccianti beta, appesantisce notevolmente il metodo e accresce gli errori strumentali.

Il procedimento indiretto è però utile per le misure che si effettuano a profondità notevoli, dove non è possibile impiegare i comuni strumenti di rivelazione.

L'immissione del tracciante si effettua con speciali bottiglie o siringhe di immissione su dei tratti di pozzo o sull'intera colonna idrica a seconda dei casi; di norma si preferisce tracciare un breve tratto di pozzo per verificare l'esistenza di correnti verticali e procedere quindi alla prospezione di altri tratti fino all'indagine dell'intero pozzo.

La durata di una misura dipende ovviamente dalla velocità di filtrazione della falda acquifera e dal diametro del pozzo.

C) Esempi di applicazione

Nell'ambito delle ricerche sulle acque sotterranee della Puglia, il metodo per la misura delle velocità di filtrazione in pozzo singolo è stato applicato in acquiferi permeabili sia per fessurazione che per porosità, adattando di volta in volta la metodologia alle particolari condizioni idrogeologiche incontrate.

Nella pratica si è notato che in terreni fessurati la prospezione è a volte possibile anche per livelli idrici di decine di metri di spessore, mentre in terreni permeabili per porosità quasi sempre è necessario procedere a misure della velocità di

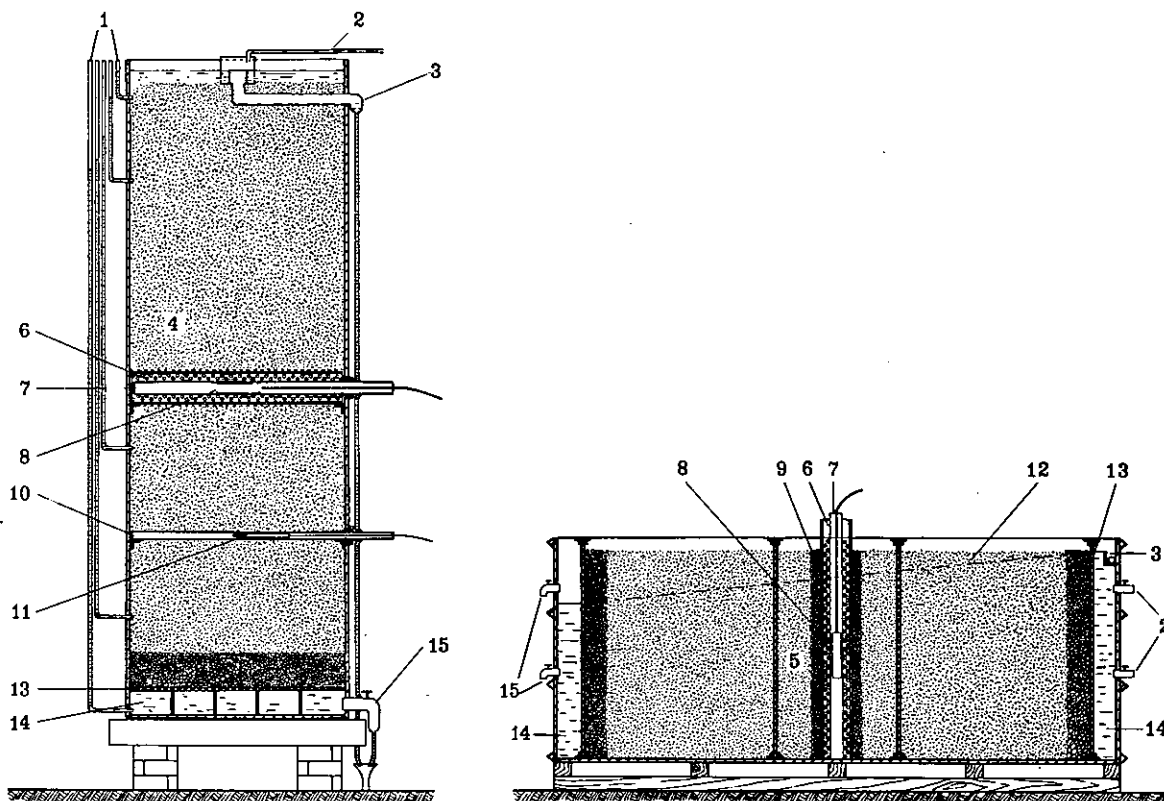


Fig. 26 — Modelli idraulici per misure della velocità di filtrazione: a sinistra modello verticale cilindrico, altezza m 4,00, diametro m 1,30, a destra modello orizzontale, lunghezza m 3,30 larghezza ed altezza m 1,20. (1: piezometri; 2: alimentazione; 3: scarichi di troppo pieno; 4: sabbia; 5: sabbia o mattoni di terracotta; 6: tubo in PVC forellato; 7: tubo di guida del rivelatore a scintillazione; 8: rivelatore a scintillazione; 9: dreno di ghiaia; 10: tubo di guida del contatore GM; 11: contatore GM; 12: linea dei carichi idraulici; 13: griglia di ferro; 14: camera di stabilizzazione; 15: scarichi dell'acqua).

filtrazione su tratti molto limitati di pozzo, che devono essere isolati tra di loro da cementazioni o da « packer » pneumatici onde eliminare l'effetto delle correnti verticali.

In figura 27 è presentato uno schema indicante la disposizione delle attrezzature per la misura della velocità di filtrazione dell'acqua di falda in presenza di correnti verticali. Un tubo centrale, che funge da piezometro, permette il passaggio di contatori GM o di rivelatori a scintillazione gamma.

L'immissione del tracciante viene effettuata nel tratto compreso tra i due packer per mezzo di una siringa a comando elettromagnetico.

Un'apparecchiatura analoga alla precedente è stata impiegata fino a m 200 di profondità in terreni fessurati per isolare particolari livelli acquiferi; essa consta di due o più packer pneumatici di grandi dimensioni che, gonfiati dalla superficie, aderiscono alla roccia (fig. 28).

In figura 29 sono riportati i diagrammi relativi ad una misura effettuata nell'acquifero calcareo-dolomitico della Penisola Salentina ove la falda galleggia su acqua di mare di invasione continentale.

Come si vede nei diagrammi a sinistra, è ben netto l'effetto della diversa velocità di filtrazione delle acque nell'acquifero, alle varie profondità, sulla diluizione del tracciante; in questo caso anche l'acqua marina di invasione continentale risulta dotata di una certa mobilità.

A destra sono riportate le rette rappresentative dell'andamento della diluizione nel tempo a date profondità; la velocità di filtrazione è ovviamente calcolabile agevolmente attraverso il loro coefficiente angolare.

E' necessario precisare che la misura della velocità di filtrazione nei terreni fessurati non sempre fornisce dati attendibili; la precisione del dato è generalmente legata al tipo di permeabilità dell'acquifero. E' chiaro infatti che se la circolazione idrica avviene per vie carsiche, non è più lecito parlare di velocità di filtrazione; l'applicazione del metodo consente comunque, anche in siffatte situazioni, di ottenere in breve tempo e con modica spesa informazioni sulla mobilità della falda, sempre utilissime ai fini delle conoscenze idrogeologiche della zona in studio.

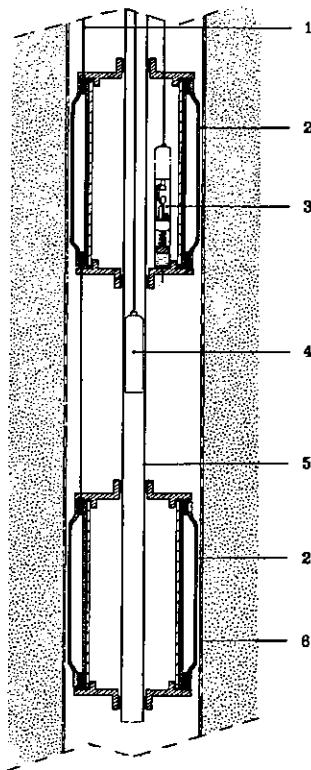


Fig. 27

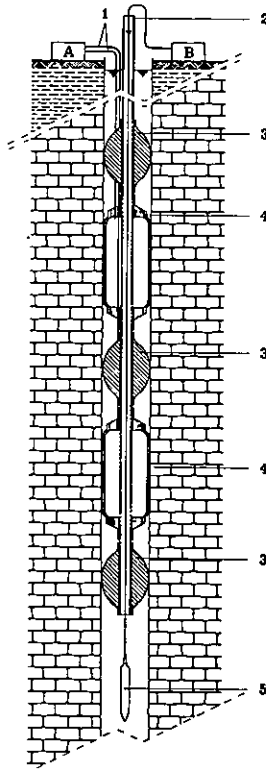


Fig. 28

Fig. 27 — Schema indicante la disposizione delle attrezzature per la misura della velocità di filtrazione in terreni sciolti ed in presenza di correnti verticali. (1: tubo di mandata dell'aria compressa; 2: packer pneumatici; 3: elettrosiringa per l'immissione del tracciante; 4: rivelatore; 5: tubo per l'accesso delle apparecchiature al livello di misura; 6: tubo di rivestimento del sondaggio).

Fig. 28 — Schema indicante la sistemazione delle attrezzature per la misura della velocità di filtrazione in presenza di correnti verticali in terreni fessurati. (A: aria compressa; B: apparecchiatura di conteggio; 1: tubi di mandata dell'aria compressa; 2: tubo per l'accesso delle apparecchiature al livello di misura; 3: centranti; 4: packer pneumatici; 5: rivelatore).

4.2.3. Misura della direzione dei deflussi sotterranei in un pozzo singolo

La misura della direzione dei deflussi sotterranei è utile soprattutto nelle falde acquifere costituite da diversi livelli idrici caratterizzati da differenti carichi piezometrici; in ciascuno di essi infatti la direzione di deflusso dell'acqua può presentare sensi diversi.

E' necessario precisare che tali misure sono in genere valide soltanto se riferite ad aree di modesta estensione attorno al pozzo in esame; l'estrapolazione dei risultati dipende unicamente dal grado di anisotropia dell'acquifero.

A) Principio del metodo e tecniche di misura

Il metodo, presentato dapprima da MAIRHOFER [20] e perfezionato da altri autori [2, 7, 10], a differenza dei metodi classici si avvale di un unico pozzo.

Si immette una certa quantità di tracciante emettitore gamma al livello di ispezione e si attende che l'acqua così marcata fuoriesca dal pozzo in un tempo dipendente ovviamente dalla velocità di filtrazione e dal diametro del pozzo; si rileva quindi per mezzo di una sonda a scintillazione collimata la direzione nella quale si misura la massima attività.

La sonda nel pozzo può venire ruotata dalla superficie o con una batteria di aste rigide o attraverso dispositivi di telecomando [2, 7, 20].

Nel caso in cui la velocità di filtrazione sia elevata è preferibile impiegare traccianti che vengono fissati dal terreno; al contrario, in presenza di modeste velocità di filtrazione, anche lo iodio-131 ed il bromo-82 danno risultati soddisfacenti.

WURZEL e WARD [29] presentano un'apparecchiatura che consta di schermo metallico a forma cilindrica e permeabile all'acqua nel cui interno si effettua un'immissione di tracciante radioattivo ($Cr^{51} Cl_3$). Il suo orientamento nel pozzo si rileva dalla superficie per mezzo di una colonna rigida di aste.

La direzione di deflusso della falda si ottiene in laboratorio segnando lo schermo in settori e misurando quale di questi ha assorbito la maggiore quantità di tracciante.

Per le stesse finalità HAZZAA [11] adotta invece una pellicola fotografica permeabile all'acqua e sensibile alle radiazioni del fosforo-32. L'apparecchio è calato nel pozzo per mezzo di un cavo di acciaio ed il suo orientamento è assicurato da una bussola magnetica al P^{32} , le cui radiazioni impressionano un'altra pellicola fotografica.

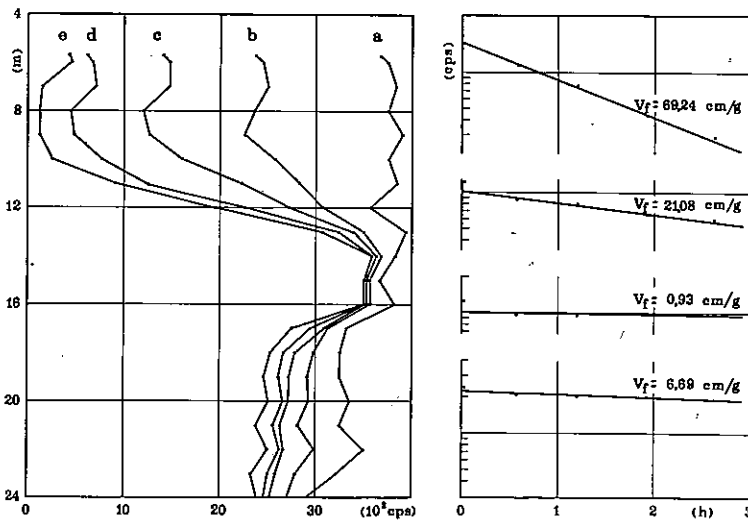


Fig. 29 — Velocità di filtrazione misurata in un pozzo interessante sia acqua di falda (m 5 ÷ 15) che acqua marina di invasione continentale (m 15 ÷ 24). A sinistra è rappresentata la variazione con la profondità e nel tempo, dell'attività del tracciante; le spezzate indicano i valori di attività misurati a partire dall'immissione, corrispondenti ai tempi di 0,03 (a), 0,57 (b), 1,20 (c), 1,82 (d) e 2,62 (e) ore. A destra, in scala semilogaritmica, sono rappresentati i valori della velocità di diluizione del tracciante alle diverse profondità; le pendenze delle rette sono proporzionali alle velocità di filtrazione dell'acqua. Nel pozzo in esame, sia l'acqua di falda che quella di mare d'invasione continentale sono in movimento, mentre l'interfaccia risulta praticamente immobile. Le profondità sono riferite al piano campagna.

Per l'espletamento delle ricerche idrogeologiche condotte principalmente in Puglia si è messa a punto un'analogha apparecchiatura costituita da una corona circolare di tubi sfinestrati e riempiti di carbone attivo granulare. Com'è noto, il carbone attivo possiede un forte potere assorbente non solo per le sostanze gassose, ma anche per molti traccianti radioattivi e coloranti, tra cui il Cr^{51} -EDTA, lo I^{131} e la fluoresceina [23, 27].

L'immissione del tracciante viene effettuata al centro della corona per mezzo di una siringa a comando elettromagnetico; un tubicino fittamente perforato e rivestito di una tela di nylon a maglie fine rallenta la fuoriuscita del tracciante stesso (fig. 30).

Dopo un tempo sufficientemente lungo, dipendente dalla velocità di filtrazione dell'acqua, in genere compreso tra qualche ora e alcuni giorni, l'apparecchio viene estratto dal pozzo e l'attività dei singoli tubi è misurata per mezzo di un rivelatore a scintillazione gamma. La direzione del deflusso della falda è indicata ovviamente dai tubi aventi attività maggiore.

L'orientamento di tale apparecchiatura nel pozzo viene normalmente ottenuto per mezzo di una batteria di aste cave di alluminio per profondità non eccedenti i m 100. Per maggiori profondità, è possibile effettuare la misura di direzione calando il dispositivo per mezzo di un cavo d'acciaio. In questo caso l'orientamento è ottenuto impressionando con lampo di luce la sagoma di un ago magnetico su pellicola fotografica (fig. 31).

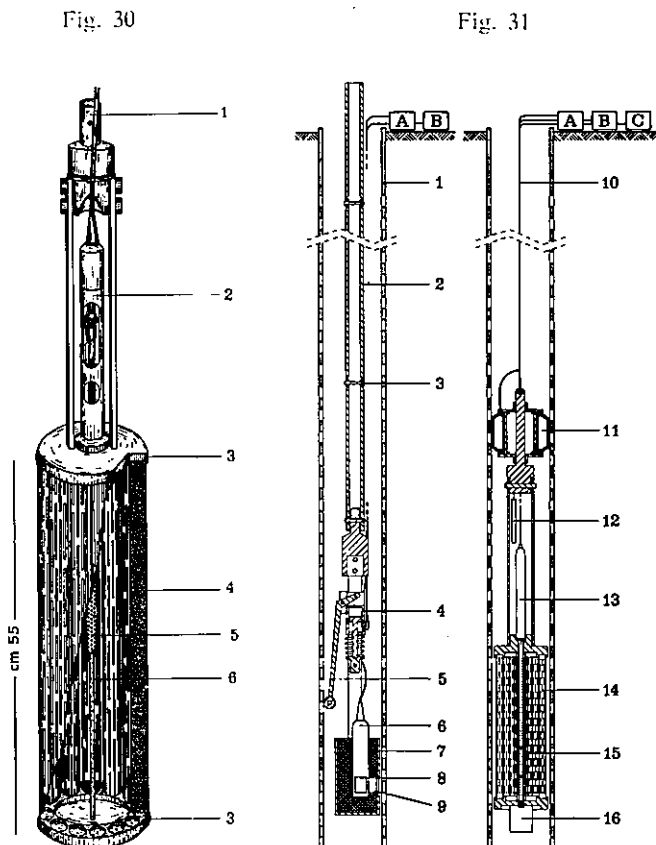


Fig. 30 — Apparecchiatura per la misura della direzione dei deflussi sotterranei (1: testina di aggancio delle aste; 2: elettrosiringa di immissione del tracciante; 3: dischi di alluminio per l'innesto dei tubi; 4: tubi in acciaio inossidabile sfinestrati e contenenti carbone attivo granulare; 5: tubo rivestito di rete a maglie finissime; 6: tubo di immissione del tracciante). Il dispositivo viene impiegato in pozzi di diverso diametro mediante la sostituzione dei dischi, aumentando o diminuendo il numero dei tubi contenenti il carbone a seconda del diametro.

Fig. 31 — Schemi indicanti la disposizione delle apparecchiature per la misura della direzione dei deflussi sotterranei. A sinistra, misuratore di direzione a rivelatore collimato, a destra, misuratore di direzione a tubi riempiti di carbone attivo granulare (A: apparecchiature di conteggio; B: aria compressa; C: generatore elettrico per elettrosiringa; 1: tubo di rivestimento del pozzo; 2: asta cava di alluminio; 3: spina conica; 4: cilindro pneumatico per il decentramento del rivelatore; 5: braccio di decentramento; 6: rivelatore a scintillazione; 7: schermo di piombo; 8: cristallo di $\text{NaI}(\text{Tl})$ di mm 25x38; 9: finestra; 10: cavo di acciaio; 11: packer pneumatico; 12: contatore GM; 13: elettrosiringa per l'immissione del tracciante; 14: dispositivo a tubi riempiti di carbone attivo granulare; 15: tubo di immissione del tracciante; 16: scatola del dispositivo di orientamento).

Il diametro della corona circolare può essere adattato in funzione del diametro dei pozzi variando il numero dei tubicini; il minimo realizzato è stato di mm 95.

L'uso dell'apparecchiatura descritta è particolarmente indicato in presenza di forti velocità di filtrazione poiché in tal caso la misura di direzione col metodo del rivelatore collimato risulta assai difficoltosa, se non impossibile.

B) Esempi di applicazione

Nel caso delle indagini idrogeologiche svolte nella Penisola Salentina, la stima delle direzioni dei deflussi sotterranei ha sovente contribuito alla conoscenza di particolari situazioni. Ad esempio, come già accennato in precedenza, in zone costiere caratterizzate da libero deflusso a mare delle acque di falda, è stato possibile accertare la periodica inversione del senso di deflusso di queste dovuta alle oscillazioni del livello mare. In qualche caso è stato possibile anche osservare un moto delle acque di mare di invasione continentale, dirette verso il continente in condizioni di alta marea e verso mare in condizioni di bassa marea.

In figura 32 sono riportati in diagramma polare le direzioni di deflusso ottenute in esperimenti di laboratorio, su modello idraulico di grandi dimensioni (A e B) e di campagna in pozzi trivellati (C).

Il diagramma A è stato ottenuto impiegando come tracciante $\text{Cr}^{51} \text{Cl}_3$ ed il diagramma B con fluoresceina nelle stesse condizioni di esperimento, il diagramma C si riferisce ad una misura effettuata in un pozzo profondo nella zona delle Sorgenti Idume (Lecce), a circa m 1.400 dalla costa; in questo caso è stato impiegato come tracciante I^{131} .

Anche se l'impiego della fluoresceina o di altri coloranti comporta operazioni lunghe e laboriose, è in qualunque caso da preferirsi specie se si opera in pozzi destinati ad immediato uso domestico.

4.2.4. Apparecchiature impiegate

Le metodologie sopra esposte richiedono sovente apparecchiature non reperibili in commercio; è stato pertanto necessario provvedere all'allestimento di particolari attrezzature le cui caratteristiche costruttive e di impiego vengono esposte più avanti.

A) Apparecchiature per la rivelazione in situ della radioattività gamma

L'attrezzatura portatile impiegata nelle misure con traccianti gamma è di produzione SAPHYMO-STRAT (Parigi); le modifiche da noi apportate riguardano in modo particolare l'impermeabilizzazione dei rivelatori a scintillazione e dei GM mediante l'adozione di speciali involucri di acciaio inossidabili e di « cuffie » di gomma alloggiata nel punto di attacco del cavo elettrico allo strumento di rivelazione (fig. 33); ciò ha consentito di effettuare misure sotto pressioni idrostatiche di 40-50 atmosfere.

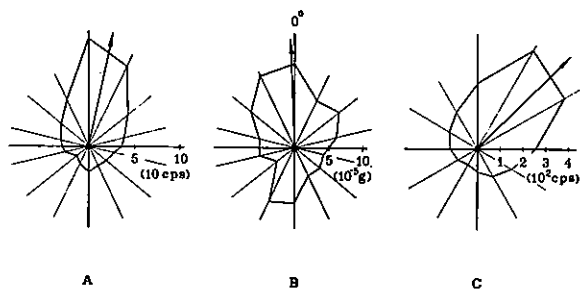


Fig. 32 — Diagrammi della direzione dei deflussi sotterranei ottenuti con il dispositivo a tubi riempiti di carbone attivo, impiegando come tracciante Cr^{51} (A), fluoresceina (B) e I^{131} (C). I diagrammi A e B riguardano misure effettuate su modello idraulico, il diagramma C una misura eseguita in un pozzo della profondità di 33 metri.

re. Si è inoltre fatto uso di cavi elettrici autoportanti ed idonei per misure di profondità. In figura 34 è rappresentata l'attrezzatura che normalmente viene impiegata per i carotaggi della radioattività naturale degli acquiferi e per le misure con traccianti radioattivi. La profondità massima alla quale possono venire effettuate le misure con detta attrezzatura è di m. 560.

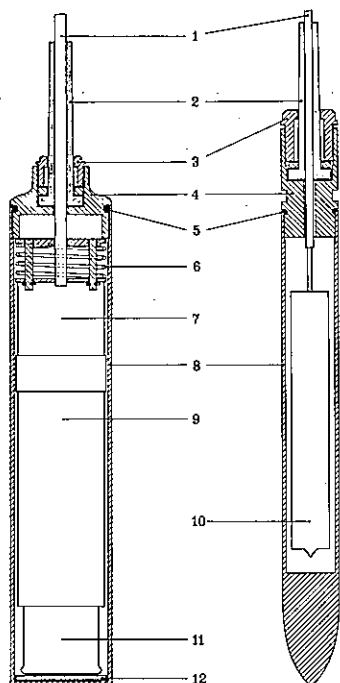


Fig. 33 — Guaine a tenuta stagna per rivelatori a scintillazione, a sinistra e per tubi GM, a destra. (1: cavi elettrici; 2: cuffie di gomma; 3: premi-cuffia; 4: dischi di chiusura superiore; 5: anelli di gomma; 6: molla; 7: circuito di adattamento di impedenza; 8: involucri esterni; 9: fotomoltiplicatore; 10: tubo GM; 11: cristallo di NaI (Tl); 12: gomma-piuma).

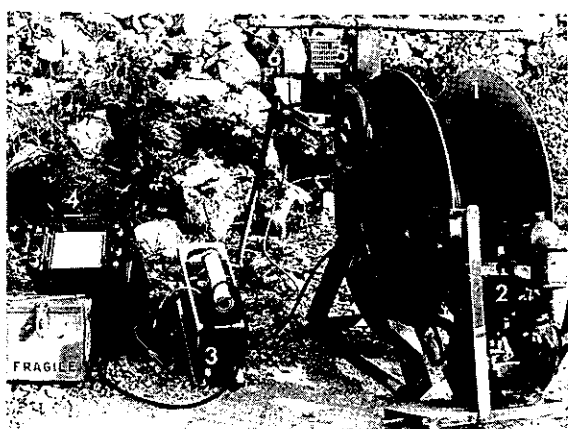


Fig. 34 — Apparecchiature portatili per la registrazione delle radioattività gamma fino a profondità di m 560. (1: rullo porta-cavo per rivelatore a scintillazione gamma; 2: motore; 3: misuratore di radioattività SPP3; 4: registratore ETP3; 5: treppiedi con contimetri; 6: generatore di impulsi che sincronizza il movimento del cavo con quello della carta del registratore).

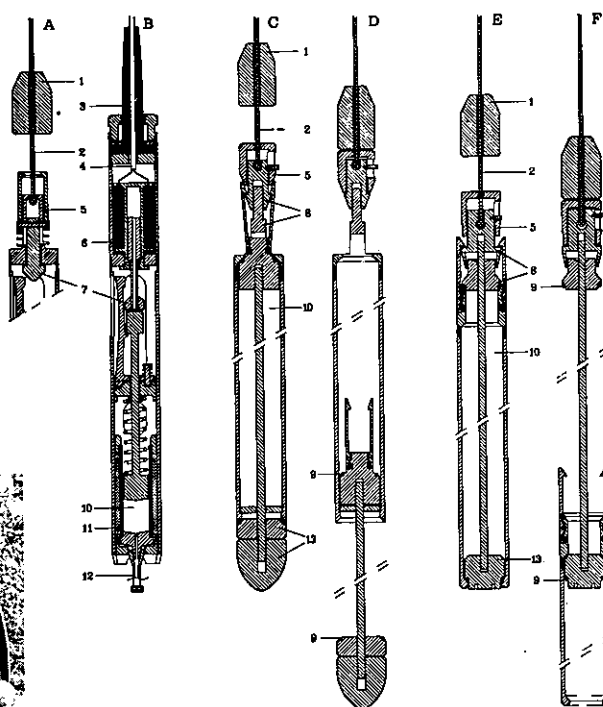


Fig. 35 — Apparecchiature per l'immissione dei traccianti in pozzi. A sinistra, dispositivo di sgancio a comando meccanico per siringa (A) e siringa a comando elettromagnetico (B); al centro, bottiglia chiusa (C) ed aperta (D) per l'immissione frontale di traccianti; a destra, bottiglia chiusa (E) ed aperta (F) per la immissione cilindrica di traccianti. (1: messaggeri; 2: cavi di acciaio; 3: cuffia di gomma; 4: cavo elettrico; 5: dispositivi di sgancio; 6: solenoide; 7: spinotti di sgancio; 8: dispositivi di regolazione dei dischi superiori di chiusura; 9: anelli di gomma; 10: tracciante; 11: protezione di piombo; 12: diffusore del tracciante; 13: dischi inferiori di chiusura).

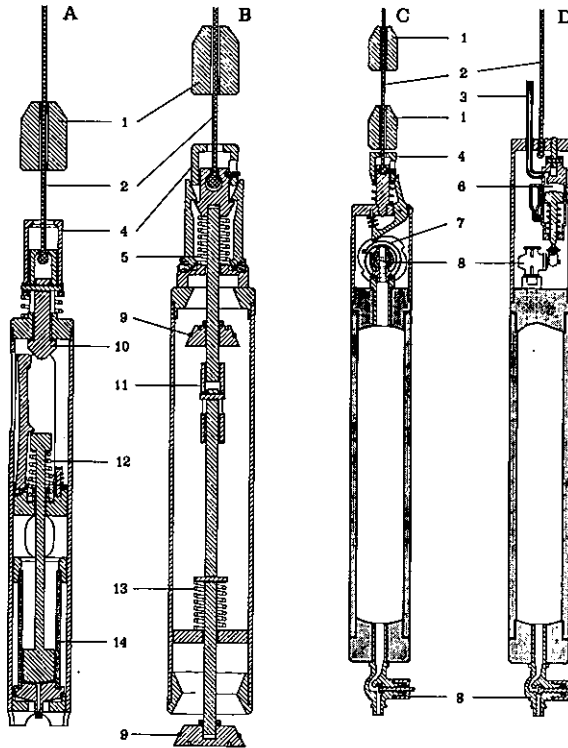
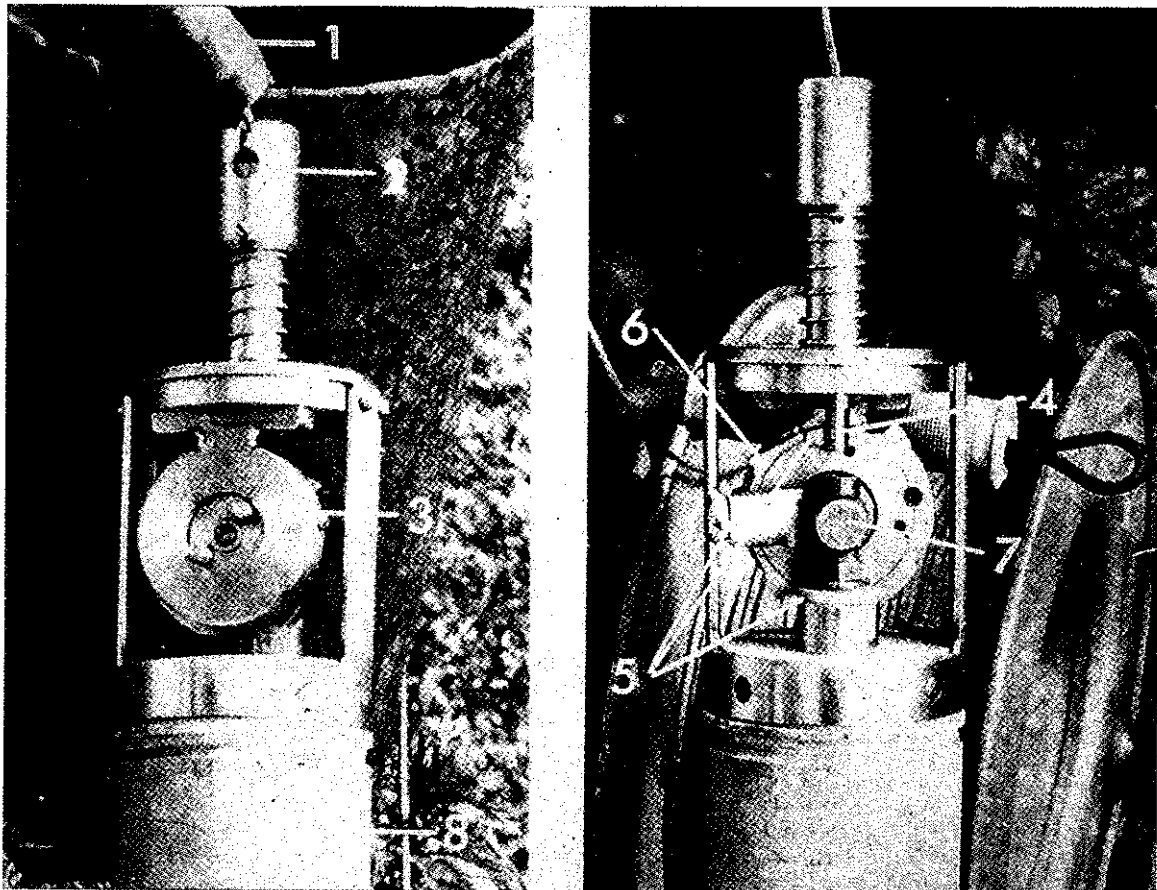


Fig. 36 — Apparecchiature per il campionamento di acqua dai pozzi. Da sinistra, siringa a comando meccanico (A), bottiglia a comando meccanico (B), bottiglia in PVC a rubinetto comandato da n. 2 messaggeri (C) e bottiglia in PVC a rubinetto, comandato da un pistone pneumatico (D) (1: messaggeri; 2: cavi di acciaio; 3: tubo di mandata dell'aria compressa; 4: dispositivi di sgancio; 5: molla di chiusura del disco superiore; 6: cilindro pneumatico; 7: molla di apertura e chiusura del rubinetto; 8: rubinetti; 9: anelli di gomma; 10: spinotto di sgancio; 11: manicotto che permette la variazione di lunghezza dell'asta; 12: molla di comando della siringa; 13: molla di chiusura del disco inferiore; 14: siringa di vetro).

Fig. 37 — Bottiglia in PVC a rubinetto comandato da n. 2 messaggeri per il campionamento di acqua da pozzi (1: messaggeri; 2: testina di sgancio; 3: involucro della molla di comando di apertura e di chiusura del rubinetto; 4: pistoncino di sgancio; 5: fermi per posizioni del rubinetto; chiuso, aperto, chiuso; 6: «camme» per l'innalzamento del pistoncino nella posizione di riposo; 7: rubinetto; 8: contenitore in PVC).



B) Apparecchiature per l'immissione dei traccianti

La quantità di tracciante che viene immessa per misure in pozzi per i vari accertamenti sopra descritti, raramente supera i 200 μ Ci ed il volume di dissoluzione tracciante varia, a seconda dei casi, da pochi cm^3 a qualche litro; di qui la necessità di impiegare dispositivi diversi a seconda del volume della soluzione tracciante da immettere.

A seguito di lunga sperimentazione, si sono costruite « siringhe » a comando elettromagnetico e meccanico e « bottiglie » di acciaio inossidabile o di PVC a comando meccanico (fig. 35).

Nella maggioranza dei casi viene impiegata la siringa a comando meccanico che, per la sua migliore manovrabilità, consente fra l'altro di evitare contaminazioni al personale addetto durante il riempimento con la soluzione tracciante. Essa consente di effettuare tracciamenti di tratti di $m \ 1 \div 2$ e, quando munita di diffusore, di $m \ 0,40 \div 0,60$. Queste siringhe sono state costruite per capacità di $\text{cm}^3 \ 10$ e 20 .

Le bottiglie di immissione servono normalmente quando la soluzione tracciante è di $1 \div 2$ litri; pertanto esse sono impiegate per immissioni di traccianti stabili.

C) Apparecchiature per il campionamento di acqua

Il prelevamento di campioni di acqua dai pozzi si effettua sia per misure di velocità di filtrazione e correnti verticali, qualora si impiegano traccianti emettitori beta, sia per analisi chimiche che isotopiche.

Le bottiglie reperibili in commercio presentano sovente delle limitazioni connesse alle profondità di impiego, al diametro del pozzo, ecc.... Pertanto si è ravvisata la opportunità di allestire bottiglie idonee, in particolare, al prelevamento di campioni di acque attraverso piezometri di piccolo diametro.

Una di queste è in figura 36 (B); le molle agenti indipendentemente sui dischi di chiusura assicurano infatti una perfetta tenuta della bottiglia durante il prelevamento del campione. Questo tipo di bottiglia può avere una capacità anche maggiore di 10 litri.

In figura 36 (C e D) e in figura 37 sono rappresentati altri tipi originali di bottiglie munite di rubinetto comandato o da una coppia di messaggeri o da un pistone pneumatico.

4.3. Misura della radioattività naturale dei terreni

Tutte le rocce contengono, in varia misura, elementi radioattivi quali il potassio-40 e quelli appartenenti alle serie dell'uranio e del thorio. Il fenomeno permette talora di ottenere valide indicazioni sul grado di permeabilità degli acquiferi mediante un'attenta interpretazione del carotaggio gamma.

Fra le rocce sedimentarie, quelle argillose sono notoriamente le meno permeabili e nello stesso tempo tra le più ricche di minerali radioattivi; per queste circostanze livelli più o meno argillosi sono di norma facilmente individuabili nei pozzi attraverso la misura della radioattività naturale.

Nel caso di acquiferi carbonatici o fessurati, la presenza di terra rossa o di livelli calcarei più marnosi è evidenziata da aumenti di attività. Nelle rocce calcaree è spesso possibile ottenere indicazioni valide sullo stato di fessurazione con analisi accurata del carotaggio della radioattività naturale.

In altre situazioni geologiche, l'incremento di attività in acquiferi carbonatici può al contrario indicare livelli più permeabili (v. figure 109, 110, 111).

Nei depositi alluvionali, la concentrazione dei minerali radioattivi è generalmente legata alla granulometria dei sedimenti: ad un aumento di questa corrisponde una diminuzione di attività [13].

La misura della radioattività naturale nei pozzi può essere utile inoltre anche per il controllo di cementazioni effettuate in terreni poco radioattivi; infatti il cemento,

costituito per buona parte da materiali in origine argillosi, viene evidenziato da un aumento di attività.

4.4. Misura del radon-222 nelle acque sotterranee

Le caratteristiche fisico-chimiche del radon condizionano l'applicazione delle misure del suo contenuto nelle acque per ricerche idrogeologiche. Tra le dette caratteristiche, alcune ne limitano l'impiego rendendo difficoltosa sia l'effettuazione di misure corrette, rapide ed economiche, che la loro interpretazione a fini idrogeologici. Basti ricordare a questo proposito che la concentrazione del radon nelle acque sotterranee può essere influenzata dalle condizioni tettoniche dei terreni [26], dalla pressione atmosferica [18, 21], dalla temperatura e dal contenuto salino delle acque. Appunto per le difficoltà incontrate nell'esecuzione e nella interpretazione delle misure, la prospezione del radon nelle acque sotterranee ha trovato finora scarsa applicazione nelle ricerche a carattere idrogeologico. Ciò nondimeno si ritiene che il radon, per alcune caratteristiche peculiari, possa fungere utilmente da « tracciante » naturalmente presente nelle acque e contribuire, se pure in casi limitati, alla risoluzione di particolari problemi idrogeologici (P. LEVEQUE nell'intervento a commento dello studio di J. MOLINARI e J. GUIZERIX [23]). Si tenga infatti presente che, per essere un gas praticamente inerte, non presenta fenomeni di scambio ionico con i terreni attraversati; inoltre, è noto che il contenuto di radon nelle acque sotterranee è in relazione col tenore in radio delle rocce, che varia generalmente con la natura litologica di queste.

4.4.1. Tecniche di misura

I numerosi metodi applicati alla misura del radon si avvalgono di elettroscopi, camere di ionizzazione, tubi Geiger-Müller e contatori a scintillazione alfa o gamma. Di particolare interesse ai fini della prospezione del radon in idrogeologia sono le tecniche messe a punto in Francia al Centro di Ricerche Radiogeologiche dell'Università di Nancy [14] e dalla Sezione per l'Applicazione dei Radioisotopi all'Idrogeologia del Centro Studi Nucleari di Grenoble [22, 23, 27]. Tali tecniche consentono infatti di effettuare le misure direttamente in campagna con apparecchiature trasportabili e di sufficiente precisione e sensibilità.

Al Centro di Nancy è stato utilizzato un metodo che si basa sull'estrazione del radon per degassamento di campioni di acqua e sull'analisi dello stesso per scintillazione alfa. L'apparecchiatura di rivelazione è costituita da palloni di vetro della capacità di 500 cm³, rivestiti internamente di solfuro di zinco e accoppiati otticamente con fotocatodo tramite una finestra trasparente.

Questo metodo è stato ripreso da MOLINARI ed altri [22], che vi hanno apportato delle innovazioni migliorandone la sensibilità.

Al Centro di Grenoble, in base alla constatazione che le quantità di radon fissato a saturazione sul carbone variano linearmente con la concentrazione del radon nell'acqua, è stato messo a punto un metodo di misura del radon fissato su carbone attivo mediante filtrazione dell'acqua per la durata di almeno 24 ore, fino a saturazione del carbone ad opera del radon. Un'opportuna taratura dell'apparecchiatura di misura della radioattività, dovuta ai prodotti di decadimento a vita breve del radon (contatore a scintillazione gamma), consente di risalire dai conteggi alle concentrazioni di radon nelle acque.

Lo stesso metodo è stato adottato dal nostro laboratorio, salvo per quanto riguarda, oltre a sostanziali accorgimenti tecnici, la durata del tempo di filtrazione, che è stata ridotta a due sole ore. Ciò è stato possibile in quanto si è constatato che, a parità di altre condizioni (volume e forma del contenitore di carbone, portata di acqua attraverso il contenitore, granulometria e superficie specifica del carbone, ecc....),

la quantità di radon fissata sul carbone durante un tempo di filtrazione prefissato, minore di quello corrispondente alla saturazione, varia pure linearmente con la concentrazione del radon nell'acqua. In effetti esiste una precisa relazione che, per una data concentrazione di radon nell'acqua, lega i tempi di filtrazione con la quantità di radon fissato; la fissazione del radon sul carbone attivo avviene con incrementi decrescenti con la legge esponenziale in funzione del tempo di filtrazione, secondo la formula:

$$A_t = A_\infty (1 - e^{-Ct})$$

dove A_t è l'attività relativa alla quantità di radon fissata al tempo t , A_∞ rappresenta l'attività del radon fissato a saturazione e C è una costante caratteristica dell'apparechiatura di filtrazione impiegata. Si veda nel diagramma di figura 38 l'ottima corrispondenza esistente tra la curva sperimentale e la curva teorica calcolata con la detta formula, ponendo per A_∞ e C rispettivamente i valori 30500 cpm e $59 \cdot 10^{-4} \text{ min}^{-1}$ ricavati dalla curva sperimentale.

Noto il valore A_t ad un qualsivoglia tempo t , detta formula permette di ottenere, per ogni concentrazione di radon nell'acqua, il valore A_∞ e quindi la curva relativa alla fissazione del radon in funzione del tempo di filtrazione.

Dalla stessa curva è possibile ricavare le percentuali di radon fissato rispetto alla saturazione in funzione del tempo di filtrazione e ottenere il diagramma di figura 39, valido per l'apparechiatura di filtrazione impiegata. Dallo stesso risulta che le quantità di radon fissate rispetto alla saturazione sono del 30%, 50%, 75%, 88% e 94% per tempi di filtrazione rispettivamente uguali a 1, 2, 4, 6 e 8 ore.

Nella pratica si è constatato che, nella grande maggioranza dei casi, due ore di filtrazione sono sufficienti affinché il radon si concentri in quantità rivelabile. E' inoltre da tener presente che, anche quintuplicando i tempi di filtrazione (da 2 a 10 ore), si ottiene solo il raddoppio dell'attività fissata sul carbone.

Un tempo di filtrazione di due sole ore consente, con un unico operatore, lo studio di più sorgenti vicine (o punti di acqua in genere) in uno stesso giorno e riduce i possibili errori di misura dovuti a variazioni di portata dell'acqua attraverso i contenitori di carbone, prodotte essenzialmente da sostanze in sospensione per parziale ostruzione dei pori dal carbone.

In ogni caso, allo scopo di evitare questo eventuale inconveniente, si è costruita l'apparechiatura di filtrazione, costituita da contenitori di carboni innestati sotto una vaschetta a livello costante munita di disco a foro tarato (fig. 40), avendo cura che la portata dell'acqua non sia influenzata dalla « permeabilità » del carbone attivo, ma sia regolata esclusivamente dalla vaschetta.

Il conteggio dell'attività dei campioni viene effettuata direttamente in campagna, dopo aver atteso che il radon si ponga in equilibrio coi suoi prodotti di decadimento a vita breve (circa tre ore), con contatore a scintillazione (cristallo NaI/Tl di $1 \llcorner 3/4 \times 2 \llcorner$) collegato, per mezzo di un integratore (SPP3), ad una scala di conteggio portatile (ECP2) della SRAT di Parigi.

Al fine di risalire direttamente dal conteggio dei campioni di carbone alla concentrazione di radon nell'acqua, è stata elaborata una curva di taratura (fig. 41) misurando la radioattività del carbone prodotta per filtrazione di acqua a nota concentrazione di radon. La concentrazione veniva di volta in volta misurata mediante scintillazione in fase liquida, usando una soluzione scintillante al diossano comunemente impiegata nelle misure di attività beta [28]. La taratura dell'apparechiatura a scintillazione in fase liquida è stata effettuata con standard di cloruro di radio in equilibrio radioattivo con radon, sottraendo dall'attività degli standard quella dovuta alle radiazioni diverse da quelle dei depositi a vita breve del radon. La minima attività misurabile con detta apparecchiatura era di circa 10^{-9} Ci/l .

La misura del radon per concentrazione su carbone attivo offre il vantaggio di poter essere effettuata direttamente in campagna con apparecchiature portatili e consente di guidare la prospezione del radon nelle acque. Nel complesso presenta quindi caratteristiche particolarmente adatte alla prospezione del radon in ricerche a carattere idrogeologico.

La minima attività rivelabile, calcolata per le sole fluttuazioni statiche sulla base di un numero di impulsi pari a quattro volte la deviazione standard del fondo, per misure della durata di 1.000 secondi, corrisponde ad una concentrazione di $0,1 \cdot 10^{-10}$ Ci/l di radon. Tuttavia molteplici sono i fattori che possono essere causa di errori non valutabili nelle misure: variazioni della pressione atmosferica, differenze di temperatura tra l'ambiente e l'acqua, determinazione della quantità esatta di acqua filtrata attraverso il carbone, presenza nell'acqua di forti concentrazioni di gas diversi dal radon (per esempio anidride carbonica), ecc...

Misure ripetute in sondaggi a varie profondità e a distanza di mesi hanno dato gli stessi risultati, eccetto che in prossimità della superficie della falda, probabilmente in dipendenza di variazioni della pressione atmosferica.

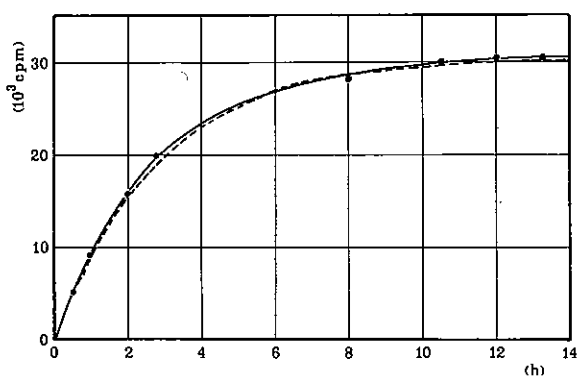


Fig. 38 — Corrispondenza fra la curva sperimentale (linea continua) e quella teorica (linea tratteggiata), relative alla fissazione del radon su carbone (attività in cpm = colpi/min) in funzione del tempo misurato in ore (h).

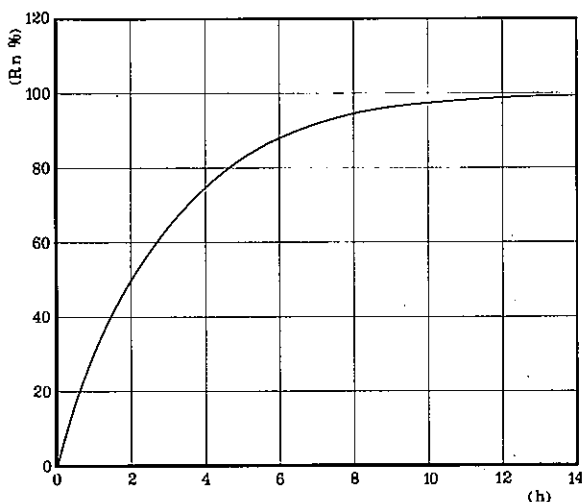


Fig. 39 — Percentuali di radon fissato a saturazione sul carbone in funzione del tempo misurato in ore (h).

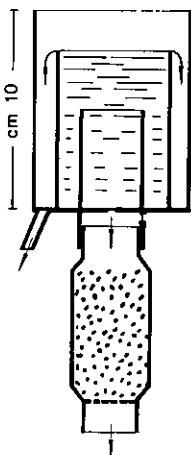
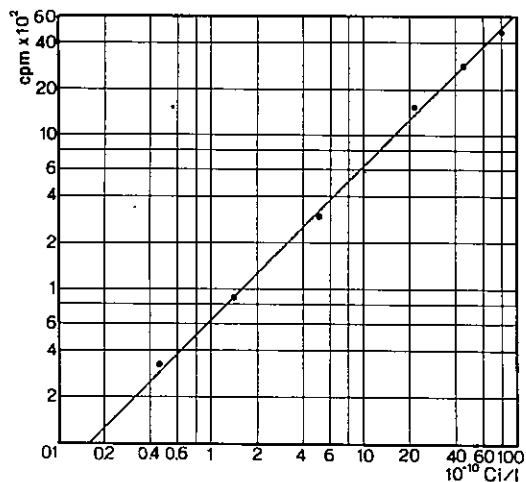


Fig. 40 — Apparecchiatura per la filtrazione dell'acqua attraverso il carbone attivo.

Fig. 41 — Curva di taratura per la misura del radon fissato su carbone attivo.



4.4.2. Applicazione delle misure del radon per lo studio delle acque sotterranee

Dal 1966 ad oggi sono state effettuate numerosissime misure del contenuto di radon nelle acque sotterranee della Puglia in più situazioni idrogeologiche, ottenendo così valide indicazioni sulla circolazione idrica sotterranea.

I risultati delle misure hanno sostanzialmente mostrato che:

— in presenza di livelli rocciosi permeabili particolarmente ricchi di radio, il radon può fungere da tracciante presente nelle acque sotterranee e contribuire efficacemente alla risoluzione di problemi idrogeologici;

— in acquiferi carbonatici presentanti una distribuzione omogenea di radio, il contenuto di radon è apparso maggiore dove le acque sotterranee sono più mobili. Anche l'anidride carbonica risulta più concentrata dove le acque sotterranee sono più mobili.

I numerosi dati raccolti concordano nell'indicare che la relazione esistente tra le concentrazioni di radon ed anidride carbonica da un lato e la mobilità delle acque di falda dall'altro lato rappresenta una regola e non un fenomeno sporadico e casuale. Allo stato attuale delle nostre conoscenze, detta relazione non ha però trovato una giustificazione teorica soddisfacente. Si ritiene pertanto che siano necessari ulteriori indagini di campagna e approfonditi studi teorici a sostegno delle osservazioni sin qui condotte.

4.5. Tecniche di campionamento di acque per determinazioni del contenuto in carbonio-14

Il campionamento di acque per le determinazioni degli isotopi radioattivi o stabili naturalmente presenti nelle acque (tritio, ossigeno-18 e deuterio), viene effettuato impiegando le bottiglie descritte al paragrafo 4.2.4.; per quanto riguarda invece il carbonio-14, siccome il volume di acqua che occorre è molto maggiore [8], il campionamento viene effettuato quasi sempre per pompaggio. Nel corso delle ricerche condotte in Puglia, i volumi di acqua impiegati per le analisi variano da un minimo di 50 litri per le acque dolci di falda ad un massimo di 200 litri per le acque di mare.

Per l'estrazione del carbonio dai bicarbonati e dall'anidride carbonica disciolti nell'acqua, si può procedere in due modi distinti:

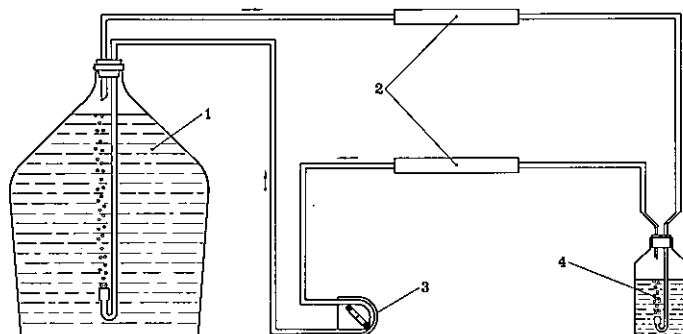


Fig. 42 — Apparecchiatura per l'estrazione del carbonio dai bicarbonati, carbonati e anidride carbonica sciolti nell'acqua. (1: recipiente di plastica da 50 litri contenente l'acqua da trattare; 2: essiccatori a gel di silice con indicatore; 3: pompa peristaltica; 4: bottiglia da 0,5 litri contenente NaOH).

a) acidificazione dell'acqua (in damigiane di plastica o di vetro da 50 litri) per mezzo di H_2SO_4 concentrato e trasferimento, per mezzo di una pompa peristaltica, della CO_2 prodotta dalla reazione dell'acido sui bicarbonati e carbonati dell'acqua, in una soluzione di NaOH 10N, priva di carbonati;

b) precipitazione, per mezzo di NaOH e di $BaCl_2$, dei bicarbonati, carbonati e della CO_2 sotto forma di $BaCO_3$ in recipienti da 100 litri.

Tutte le operazioni di trattamento delle acque per l'estrazione del carbonio vengono svolte fuori dal contatto dell'aria in atmosfera di azoto.

Seguendo le indicazioni di H.R. FELTZ e B.B. HANSHAW [8], si è allestita l'attrezzatura indicata in figura 42; questa consta di due recipienti (uno di plastica della capacità di 50 litri, contenente l'acqua da trattare, l'altro di vetro, della capacità di 0,5 litri, contenente l'idrato di sodio), di una pompa peristaltica e di due essiccatori; inizialmente, prima di introdurre l'acqua e l'NaOH, le damigiane, le bottiglie ed i vari tubicini vengono riempiti di azoto. Nell'acqua e nell'NaOH si fa quindi circolare azoto per mezzo di una pompa peristaltica e per circa 3 ore, in modo che tutta l'anidride carbonica prodotta sia intrappolata nella bottiglia contenente l'idrato di sodio.

L'operazione viene normalmente effettuata in campagna per evitare il trasporto di grandi quantità di acqua.

4.6. Impiego delle sonde a radioisotopi

Le sonde a radioisotopi hanno trovato un largo impiego in geotecnica [3, 4, 24], ove si rivelano in molti casi insostituibili per la risoluzione di problemi inerenti la stabilità dei terreni; ma la loro utilizzazione è di notevole aiuto anche in idrogeologia [5, 25], per la determinazione del grado di fessurazione e della porosità in genere degli acquiferi. Esse vengono impiegate anche per la misura della velocità di filtrazione delle acque sotterranee e delle correnti verticali dei pozzi e, com'è stato accennato, per la misura in situ del contenuto di cloro nelle acque.

In collaborazione con il Laboratorio per le Applicazioni dei Radioisotopi del C.N. E.N. sono stati compiuti anche studi teorici, allo scopo di chiarire alcune interferenze occorrenti nelle misure e non ancora sufficientemente trattate, ed è stata curata la messa a punto di nuovi tipi di apparecchiature adatte alla particolare situazione geologica pugliese.

Circa la validità del metodo, bisogna considerare che troppo spesso le sonde a radioisotopi vengono, anche all'estero, adoperate da inesperti, che ignari dei principi elementari che ne regolano il funzionamento e della variabile influenza delle molteplici situazioni inerenti alla specifica costituzione dei terreni e dei contenuti di acqua relativi, finiscono con l'espore risultati inadeguatamente approssimati. Di grande importanza risulta, in questi casi, l'esecuzione materiale del perforo la quale deve avvenire a perfetta regola d'arte per quanto riguarda la calibratura del perforo stesso. Peraltro la perforazione non deve dare luogo a modifiche dello stato naturale dei terreni da sottoporre a misura.

4.6.1. Campi di applicazione

Nelle pagine che seguono vengono esposti alcuni esempi riguardanti i principali campi di applicazione delle sonde a radioisotopi.

A) Misura della velocità di filtrazione

La misura della velocità di filtrazione dell'acqua sotterranea si effettua immettendo un tracciante stabile artificiale (cadmio o boro) nell'acqua di un pozzo, seguendo quindi la diluizione nel tempo del tracciante stesso per mezzo di una sonda a neutroni [5, 25].

Com'è noto, i neutroni veloci emessi da una sorgente vengono rallentati fino alla termalizzazione (energia di 0,025 eV), a causa degli urti elastici sostenuti principalmente contro i nuclei di idrogeno che è miglior moderatore di neutroni e retro-diffusi verso il contatore.

Se nell'acqua del pozzo viene immessa una certa quantità di Cd o di B, elementi a grande sezione di cattura per i neutroni termici, si avrà una diminuzione di conteggio rispetto a quello registrato in acqua pura, in quanto una grande quantità di neutroni non giungerà al contatore; in altre parole, viene registrato un decremento di conteggio che è funzione della concentrazione del tracciante nell'acqua.

Una concentrazione di 1 g/l di cadmio sciolto in acqua produce una riduzione di conteggio del 30%, mentre la concentrazione minima misurabile con una sonda, avente un'emissione neutronica di 6×10 n/s, è di 0,08 g/l. Va precisato tuttavia che con l'uso di sorgenti di neutroni di intensità maggiore e di contatori più sensibili questo limite può venire ulteriormente abbassato.

D'altro canto il metodo è di scarsa applicabilità in acque salate, a causa della interferenza prodotta dal cloro che riduce notevolmente la sensibilità della misura poiché, come si è detto, è un ottimo catturatore di neutroni termici.

Riguardo ai diametri dei pozzi in cui si devono effettuare le misure, è stato accertato sperimentalmente che in una sfera avente diametro di cm 30 si riproducono le condizioni corrispondenti a volumi d'acqua di dimensioni infinite per la sonda impiegata; comunque si sono ottenuti risultati soddisfacenti anche in pozzi di diametro inferiore ai mm 300.

Per il calcolo della velocità di filtrazione si usano le formule di cui si è trattato al paragrafo 4.2.2.

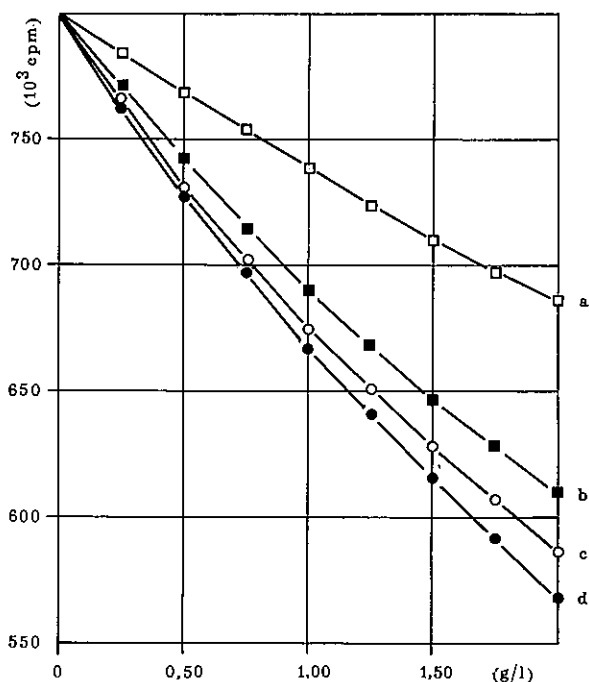


Fig. 43 — Curve di taratura della sonda a neutroni ottenute impiegando diverse concentrazioni di: $\text{NaBo}_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$ (a); $\text{Cd}(\text{NO}_3)_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ (b); $3\text{CdSO}_4 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$ (c); $\text{CdCl}_2 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ (d).

Con esperimenti di laboratorio sono state elaborate quattro curve di taratura impiegando metaborato di sodio, nitrato, cloruro e solfato di cadmio ed è risultato che il cloruro di cadmio offre migliore possibilità di impiego (fig. 43).

B) Determinazione della porosità delle rocce

Con l'impiego combinato delle sonde di densità e di umidità, è possibile determinare la porosità totale delle rocce e localizzare le cavità ed i livelli maggiormente permeabili.

Nelle rocce sedimentarie detritiche i valori della porosità totale sono prossimi a quelli della porosità apparente; lo stesso non vale logicamente per le rocce vulcaniche nelle quali molti vuoti non sono intercomunicanti, per cui i valori della porosità totale determinanti possono risultare nettamente discosti da quelli della porosità apparente.

Il valore della porosità totale (n) si ottiene mediante la nota formula:

$$n = \frac{\gamma_r - \gamma_s}{\gamma_r} \cdot 100$$

essendo γ_r il peso specifico reale della roccia determinato in laboratorio e γ_s il peso di volume secco determinato con le sonde a radioisotopi.

A titolo esemplificativo si presentano i risultati di misure condotte in località Torre Inserraglio (Lecce) e nei pressi di Bari, rispettivamente in terreni anidri e in presenza della falda acquifera.

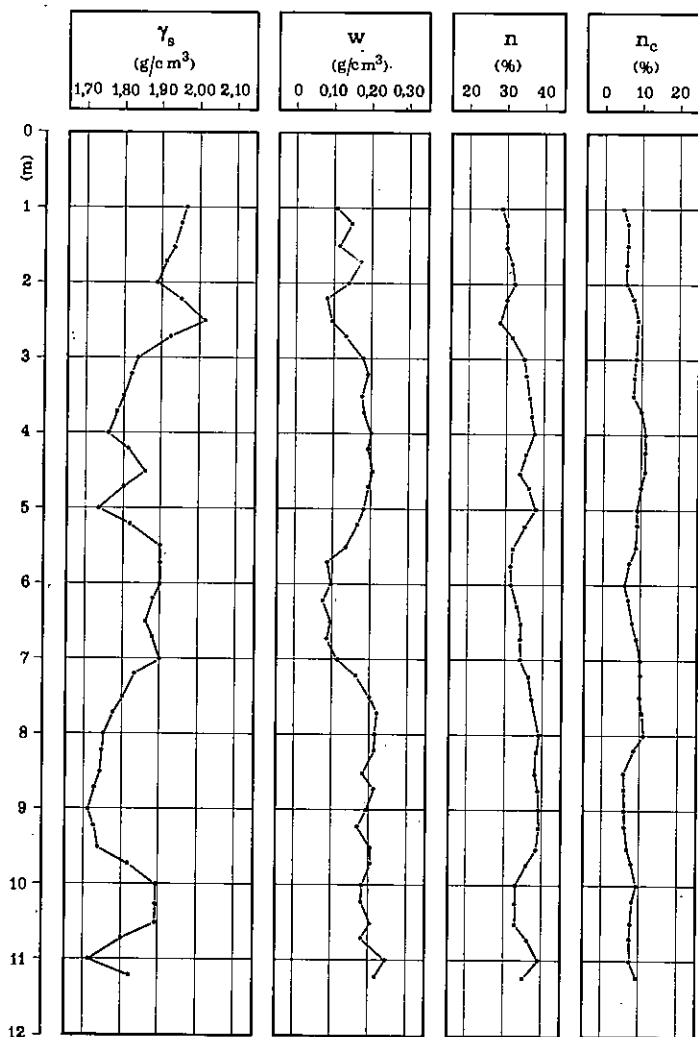


Fig. 44 — Determinazione a mezzo di sonde a radioisotopi del peso-volume secco (γ_s), del contenuto naturale d'acqua (w) e della porosità del terreno (n); determinazione di laboratorio della porosità su campioni (n_c) nei calcari dolomitici di Torre Inserraglio (Lecce).

a) *Calcari cretacei di Torre Inserraglio*

Le misure sono state condotte per lungo tempo in prossimità di una cava di calcari, in un pozzo rivestito con un tubo in ferro di mm 54/47 di diametro al fine di verificare oltre che la ripetibilità delle misure, anche l'entità dell'infiltrazione dell'acqua di pioggia.

Durante la perforazione del sondaggio, sono stati prelevati campioni di roccia per le determinazioni di laboratorio del peso specifico reale, del peso di volume secco e della porosità.

Le misure in situ di porosità totale hanno fornito valori oscillanti tra il 30 ed il 40%, mentre quelli relativi alla porosità dei campioni misurata in laboratorio sono risultati ovviamente inferiori (in media 9%). La differenza fra i valori relativi alla porosità totale della roccia e quelli della porosità dei campioni fornisce quindi utili indicazioni sul grado di fessurazione della roccia stessa.

In figura 44 sono riportati i valori del peso di volume secco, del contenuto naturale di acqua e della porosità della roccia ottenuti in situ ed i valori della porosità dei campioni determinata in laboratorio.

Le variazioni dello stato di fessurazione dei calcari con la profondità sono risultate in buon accordo con quelle osservate sul fronte della cava adiacente (fig. 45).

b) *Calcari cretacei di Bari*

Le indagini condotte riguardano un acquifero calcareo dolomitico intensamente fessurato. Le misure sono state condotte in sondaggi rivestiti con tubo di PVC di mm 50/47 di diametro.

In figura 46 sono riportati i valori relativi al peso volume umido (γ_u) ed al contenuto naturale d'acqua (w) della roccia determinati con le sonde a radioisotopi, che forniscono un chiaro profilo dei livelli fratturati. Nel caso in parola, i valori della porosità totale (porosità intrinseca della roccia e vuoti dovuti a giunti tettonici e di stratificazione) dell'acquifero risultano compresi tra il 22 % ed il 31% (fig. 46).

I valori relativi al contenuto volumetrico di acqua, non risultano uguali a quelli della porosità totale dell'acquifero; lo scarto è dovuto alla porosità non efficace della roccia (vuoti non intercomunicanti e non riempiti di acqua), che si aggira nel caso in esame mediamente sul 10%.

c) *Misura del contenuto in cloro delle acque*

Il metodo per la misura del contenuto in cloro nelle acque per mezzo di sonde a neutroni si basa sulla proprietà che ha questo elemento di catturare i neutroni termici; infatti se si considera costante l'influenza esercitata dall'idrogeno, la cattura di neutroni termici è prodotta essenzialmente dal cloro che ha una sezione di cattura molto maggiore (in media 100 volte) degli altri elementi presenti nelle acque.

La termalizzazione dei neutroni emessi dalla sorgente della sonda avviene, come sopra accennato, da parte dell'acqua di cui si vuole determinare il contenuto in cloro.

La differenza che si produce nella cattura di neutroni termici fra le acque a contenuti diversi di cloro è seguita con buona sensibilità mediante un contatore di neutroni termici immerso nell'acqua insieme con la sorgente di neutroni veloci (fig. 47).

A causa della presenza nell'acqua di elementi diversi dal cloro, non tutto l'assorbimento di neutroni termici in eccedenza a quello proprio dell'acqua pura può essere attribuito a quest'ultimo; tuttavia il 98,5% della cattura di neutroni termici è dovuto al solo cloro, mentre il restante 1,5%, che in genere può considerarsi costante, viene attribuito agli altri elementi presenti nelle acque.

Il metodo è stato largamente impiegato per lo studio dell'intrusione marina nell'acquifero pugliese e per le misure delle oscillazioni dell'interfaccia fra l'acqua di mare di invasione continentale e l'acqua di falda.

— *Taratura della sonda a neutroni*

La taratura della sonda è stata effettuata sulla base di considerazioni teoriche con tre diversi procedimenti, correlando i contenuti in ione cloruro presente nelle acque con i conteggi corrispondenti.



Fig. 45 — Aspetti dei calcari cretacei di Torre Inserraglio, che hanno formato oggetto delle misure con sonde a neutroni di cui alla fig. 44.

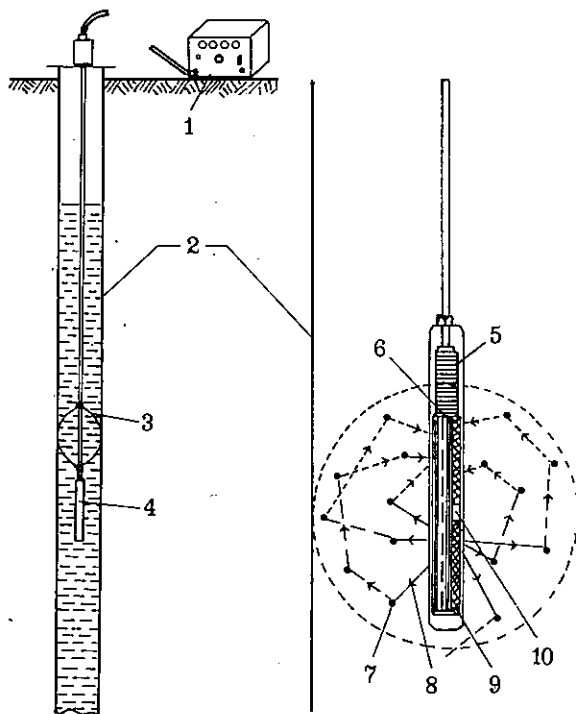


Fig. 47 — A sinistra, disposizione dell'apparecchiatura di misura nei pozzi; a destra rappresentazione della sonda a neutroni e schema del rallentamento e della diffusione dei neutroni. (1: scala di conteggio; 2: tubo di rivestimento finestrato; 3: dispositivo centrante; 4: sonda; 5: preamplificatore di impulsi; 6: contatore al trifluoruro di boro; 7: atomi; 8: neutroni; 9: schermo di piombo; 10: sorgente di Am-Be).

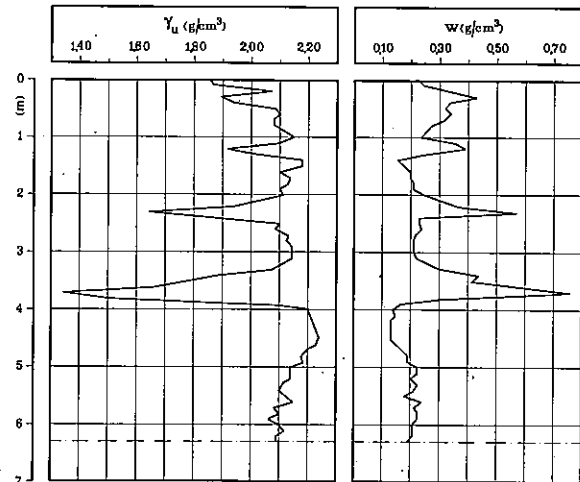


Fig. 46 — Misura del peso-volume umido (γ_u) e del contenuto naturale di acqua (w) con sonde a radioisotopi nei calcari di Bari.

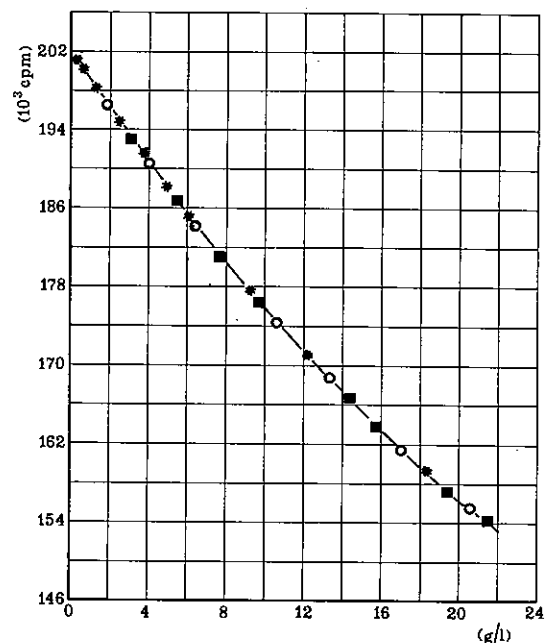


Fig. 48 — Curva di taratura della sonda a neutroni per la misura del contenuto di cloro nelle acque. I triangoli, i cerchi ed i quadrati indicano i punti corrispondenti alla taratura effettuata con miscele rispettivamente di acqua di falda a noto contenuto di ione cloruro, con acqua di mare e con cloruro di sodio.

Si è ricavata una prima taratura miscelando in varie proporzioni acqua del mare Adriatico con acqua dolce proveniente dalla sorgente di Caposele (acquedotto pugliese), di nota composizione chimica. In pratica l'acqua di mare veniva via via diluita con l'acqua dolce, in modo da ottenere contenuti progressivamente decrescenti di ione cloruro. Il conteggio, registrato per ogni concentrazione di ione cloruro immergendo la sonda nell'acqua al centro di un contenitore cilindrico (diametro cm 60, altezza cm 100), veniva correlato con il contenuto in ione cloruro di volta in volta determinato per via chimica. I valori ottenuti sono riportati in tabella 1 e diagrammati in figura 48.

Una seconda taratura della sonda è stata effettuata usando cloruro di sodio di titolo 99% e peso molecolare 58,45. Il cloruro di sodio veniva sciolto in varie concentrazioni in acqua Caposele. I valori ottenuti con il metodo di cui sopra sono riportati in tabella 2.

Una terza taratura è stata ottenuta direttamente in campagna, effettuando numerose misure su acque sotterranee della Puglia; anche in questo caso, i conteggi venivano correlati con i contenuti in ione cloruro determinati di volta in volta per via chimica su campioni. In figura 48 si nota il buon accordo trovato con i tre procedimenti per la costruzione della curva di taratura della sonda.

Va considerato tuttavia che l'impiego della sonda a neutroni per il tipo di indagine descritto richiede pozzi di diametro superiore ai 200 millimetri, a causa delle interferenze prodotte dalle pareti della roccia e dal tubo di rivestimento del perforo.

4.6.2. Apparecchiature impiegate

L'attrezzatura portatile impiegata per le indagini descritte nei paragrafi precedenti è costituita da sonde di densità ed umidità e da scale di conteggio.

La sonda di densità è generalmente costituita da una sorgente di radiazioni gamma di cesio-137 o di cobalto-60, avente intensità di qualche mCi, e da un rivelatore a scintillazione gamma.

TAB. 1 — Conteggi ottenuti in miscele di acqua di Caposele-acqua di mare (mare Adriatico) e differenze di conteggio rispetto all'acqua di Caposele.

CONTENUTI di CLORO g/l	CONTEGGI cpm	DIFFERENZE DI CONTEGGIO RISPETTO ALL'ACQUA DI CAPOSELE	
		cpm	%
0,016	202.000	28	—
1,880	196.472	5.528	2,73
3,960	190.817	11.183	5,53
6,392	184.546	17.454	8,64
10,621	174.290	27.710	13,71
13,303	168.854	33.146	16,40
16,840	161.758	40.242	19,92
20,522	155.450	46.550	23,04

La sonda di umidità è costituita invece da una sorgente di neutroni veloci (Ra-Be, Am-Be, ecc...) e da un contatore proporzionale al trifluoruro di boro o all'elio-3; il tutto è racchiuso in un cilindro inossidabile a tenuta stagna.

In figura 49 è presentata una sonda della Nuclear Chicago mod. P-19 costituita da una sorgente di Ra-Be di 5 mCi e da un contatore proporzionale al trifluoruro di boro.

Un tipo di sonda a neutroni epitermici è stata costruita e sperimentata con suc-

cesso presso il nostro laboratorio, fornendo risultati soddisfacenti specie nei casi in cui la natura chimica del terreno influenzava negativamente le misure. Essa è costituita da una sorgente di Am-Be e da un contatore proporzionale all'elio-3 rivestito da uno schermo di piombo e cadmio [6].

La sonda a neutroni impiegata per le misure di clorinità è del tutto simile a quella che si usa comunemente per la determinazione del contenuto naturale di acqua nei terreni; la caratteristica indispensabile che deve possedere è quella di essere impermeabile anche a pressioni idrostatiche di 20 atmosfere.

Le sonde a radioisotopi descritte vengono impiegate unitamente a scale di conteggio portatili della « Nuclear Enterprises ».

TAB. 2 — Conteggi (in colpi per minuto = cpm) ottenuti con varie quantità di NaCl in acqua di Caposele (0,016 g/l di ione cloruro) e differenze di conteggio rispetto alla stessa.

CONCENTRAZIONI		CONTEGGI cpm	DIFFERENZA DI CONTEGGIO RISPETTO ALL'ACQUA DI CAPOSELE	
NaCl g/l	Cl g/l		cpm	%
(0,026)	0,0160	202.000	—	—
0,226	0,1373	201.594	406	0,198
0,426	0,2587	201.190	810	0,400
0,626	0,3801	200.750	1.250	0,618
0,826	0,5015	200.390	1.610	0,797
1,026	0,6269	200.070	1.930	0,955
2,026	1,2290	198.200	3.800	1,881
4,026	2,4430	194.700	7.300	3,613
6,026	3,6570	191.280	10.720	5,306
8,026	4,8710	188.160	13.840	6,851
10,026	6,0850	185.140	16.860	8,346
15,026	9,1201	177.770	24.230	11,995
20,026	12,1510	171.010	30.990	15,341
30,026	18,2160	159.290	42.710	21,143
40,026	24,2860	150.000	52.000	25,742

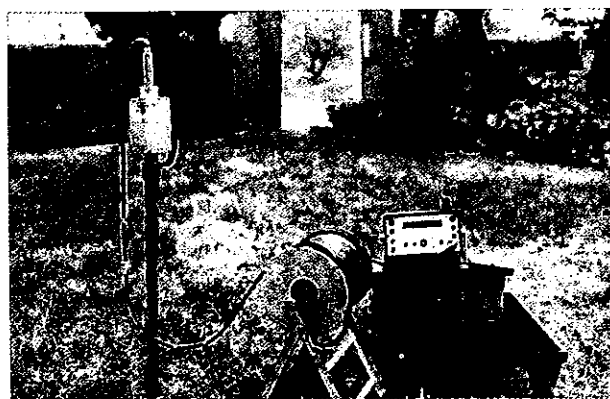


Fig. 49 — Apparecchiatura per la misura del peso-volume in situ dei terreni. (1: sonda a neutroni; 2: schermo di paraffina; 3: scala di conteggio; 4: rullo e cavo elettrico della sonda).

Bibliografia

- [1] BOANZA E., PLATA A., PILES E.: « Aplicación de la técnica del pozo único mediante el marcado de toda columna piezométrica ». *Isotope Hydrology* (1970).
- [2] BOROWCZYK M., CRABCEK J., ZUBER A.: « Radioisotope measurements of groundwater flow direction by the single-well method ». *Nukleonika*, vol. X, (1965).
- [3] COTECCHIA V., PIRASTRU E.: « Sulla teoria dei fenomeni di moderazione e diffusione neutronica nella misura del contenuto di acqua dei terreni con sonda a neutroni ». *Geol. Appl. e Idrogeol.*, vol. I, Bari (1966).
- [4] COTECCHIA V., PIRASTRU E.: « L'influenza dell'effetto fotoelettrico e del rapporto numero atomico/peso atomico nella misura di densità con sonde a raggi gamma ». *Geol. Appl. e Idrogeol.*, vol. II, Bari (1967).
- [5] COTECCHIA V., PIRASTRU E.: « Nuove prospettive per la misura nucleare di traccianti stabili (cadmio, boro) nelle acque sotterranee ». *Geol. Appl. e Idrogeol.*, vol. IV, Bari, (1969).
- [6] COTECCHIA V., PIRASTRU E.: « An epithermal neutron probe for measuring the water content of soils ». *Geol. Appl. e Idrogeol.*, vol. V, Bari, (1970).
- [7] DROST W., KLOTZ D., KOCH A., MOSER H., NEUMAIER F., RAUERT W.: « Point Dilution methods of investigating ground water flow by means of radioisotopes ». *Water Resources Research*, vol. IV (1) (1968).
- [8] FELTZ H.R., HANSHAW B.B.: « Preparation of Water Sample for Carbon-14 Dating ». *U. S. Geol. Survey, Circ. 480*, vol. III, (1963).
- [9] GUIZERIX J., GRANDCLEMENT G., GAILLARD B., RUBY P.: « Appareil pour la mesure des vitesses relatives des eaux souterraines par la méthode de dilution ponctuelle ». *Radioisotope in Hydrology*, (1963).
- [10] HALEVY E., MOSER H., ZELHOFER O., ZUBER A.: « Borehole dilution techniques: a critical review ». *Isotopes in Hydrology*, (1967).
- [11] HAZZAA I.B.: « Single-well technique using P³² for determining direction and velocity of groundwater flow ». *Isotope Hydrology*, (1970).
- [12] IAEA: « Guidebook on Nuclear techniques in hydrology ». *Technical reports, series, 91*, (1968).
- [13] IAEA: « Nuclear well logging in hydrology ». *Technical reports, series 126* (1971).
- [14] JURAIN G.: « Moyens et résultats d'études de la radioactivité due au radon dans les eaux naturelles ». *Geoch. et Cosmoch. Acta*, vol. XX, (1960).
- [15] LAL D., NIJAMPURKAR V.N., RAMA S.: « Silicon-32 Hydrology ». *Isotope Hydrology*, (1970).
- [16] LALLEMAND A., GRISON G.: « Contribution à la selection de traceurs radioactifs pour l'Hydrogéologie ». *Isotope Hydrology*, (1970).
- [17] LEVEQUÉ P.: « Emploi des traceurs radioactifs naturels et artificiel en hydrologie souterraine ». *La Houille Blanche*, vol. VIII, (1969).
- [18] LEVEQUE P., MAURIN C., SEVERAC J.: « Le radon-222 traceur naturel complémentaire en hydrologie souterraine ». *C.R. Acad. Sc. t. 272*, (1971).
- [19] MAESTRINI A.: « Contribution à l'étude d'un courantomètre horizontal à neutrons par la méthode de dilution ponctuelle ». *CEA - CENG, DR/SAR - 0/65 - 33/AM/MC*, (Grenoble 1965).
- [20] MAIRHOFER J.: « Bestimmung der stromungsrichtung des groundwassers in einem einzigen bohrloch mit hilfe radioaktiver elemente ». *Atompraxi*, vol. IX, (1963).
- [21] MAURIN C.: « Géologie de l'environnement. Contribution à l'étude du radon-222 et a son utilisation en géologie de l'environnement ». *Thèse 3^e Cycle, Univ. de Bordeaux*, (1971).
- [22] MOLINARI J., DESCLEE B., RAJAGO PALAN R.I.: « Dosage du radon par scintillation alpha en hydrologie ». *CEA-GENG DR/SAR G/67-9/JM*, (Grenoble 1967).
- [23] MOLINARI J., GUIZERIX J.: « Application de la méthode d'intégration sur charbon actif à la détection du chrome-51 EDTA et du radon dans les eaux ». *Isotopes in Hydrology*, (1967).
- [24] ORSINI A., PIRASTRU E.: « Alcuni significativi risultati di misure di densità e contenuto naturale d'acqua dei terreni con sonda a raggi gamma e a neutroni in Geotecnica ». *Atti del X Convegno di Geotecnica*, Bari, (ottobre 1970).
- [25] PIRASTRU E., CARLIN F., DAI PRÀ G.: « Prime applicazioni di sonda a neutroni per la rivelazione di un tracciante stabile (cadmio) in idrogeologia ». *Atti XI Congresso Nucleare Internazionale*, (Roma 1966).
- [26] ROGERS A.S.: « Applications of radon concentrations to groundwater studies near Salt Lake City and Ogden ». *Utah (abs), Bull. Geol. Soc. Am.* 67 (1956).
- [27] TAZIOLI G.S., MOLINARI J.: « Etude expérimental de l'emploi du charbon actif pour détection du Cr⁵¹ EDTA et de la radioactivité naturelle des eaux ». *CEA-GENG, INT/SAR-G/65-38/GST/JM*, (Grenoble 1965).
- [28] WILLIAMS P.H., FLORKOWSKI T.: « Comparison of Triton-X emulsion system with dioxane solutions in liquid scintillation counting of low-level tritium in water ». *Radioactive Dating and Method of Low-Level Counting*, IAEA, (1967).
- [29] WURZEL P., WARD P.R.B.: « A simplified method of groundwater direction measurements in a single borehole ». *Journal of Hydrology*, vol. III, (1965).

PARTE III

INTERPRETAZIONE DEI DATI, ELABORAZIONI
E RISULTATI ACQUISITI

5. Comportamento dinamico della superficie della falda e dell'interfaccia acqua di mare - acqua di falda

Negli studi idrogeologici grande importanza presenta il comportamento nel tempo della superficie freatica (o piezometrica) in quanto permette di individuare sia caratteristiche idrogeologiche dell'acquifero che caratteri idrologici della falda in esso presente. Era chiara quindi la necessità di pervenire ad una corretta conoscenza dei fenomeni che sono alla base di tale comportamento al fine di poter disporre di elementi validi per procedere ad eventuali valutazioni quantitative nei problemi riguardanti l'alimentazione ed i deflussi della falda; a tal fine pertanto sono state condotte specifiche indagini.

Inoltre, dati i limitati spessori della falda d'acqua dolce presente nell'acquifero salentino, particolare rilievo assume il comportamento della zona di diffusione: pertanto i meccanismi che ne regolano le oscillazioni nel tempo e le variazioni di spessore come conseguenza del regime pluviale, nonché le relazioni esistenti tra carichi idraulici e tetto della zona di diffusione sono stati oggetto di specifici studi. Da qui l'utilità delle misure sistematicamente svolte, a partire dal 1960, dall'Ente Irrigazione di Puglia e Lucania, su di una rete di stazioni idrometrografiche dallo stesso installate [28]. In figura 50, rappresentante una sezione geologica orizzontale schematica tracciata in corrispondenza dell'orizzonte marino (che poco si discosta dalla superficie freatica o piezometrica della falda profonda), è indicata l'ubicazione delle stazioni freaticometriche installate sui pozzi attestantisi nella falda profonda della Penisola Salentina.

5.1. Influenza della pressione atmosferica sui livelli della « falda profonda » della Penisola Salentina

5.1.1. Considerazioni introduttive

Dall'elaborazione dei dati freaticometrici si evince un comportamento arealmente uniforme degli spostamenti dei livelli statici della falda. Le correlazioni dirette tra detti spostamenti ed il regime pluviale — quest'ultimo di comportamento pure uniforme in tutta la regione — offrono però risultati sconcertanti, nel senso che, sulla base dei soli dati pluviografici ed idrometrografici, non è possibile riconoscere i rapporti esistenti tra le oscillazioni dei livelli della falda e gli afflussi pluviali.

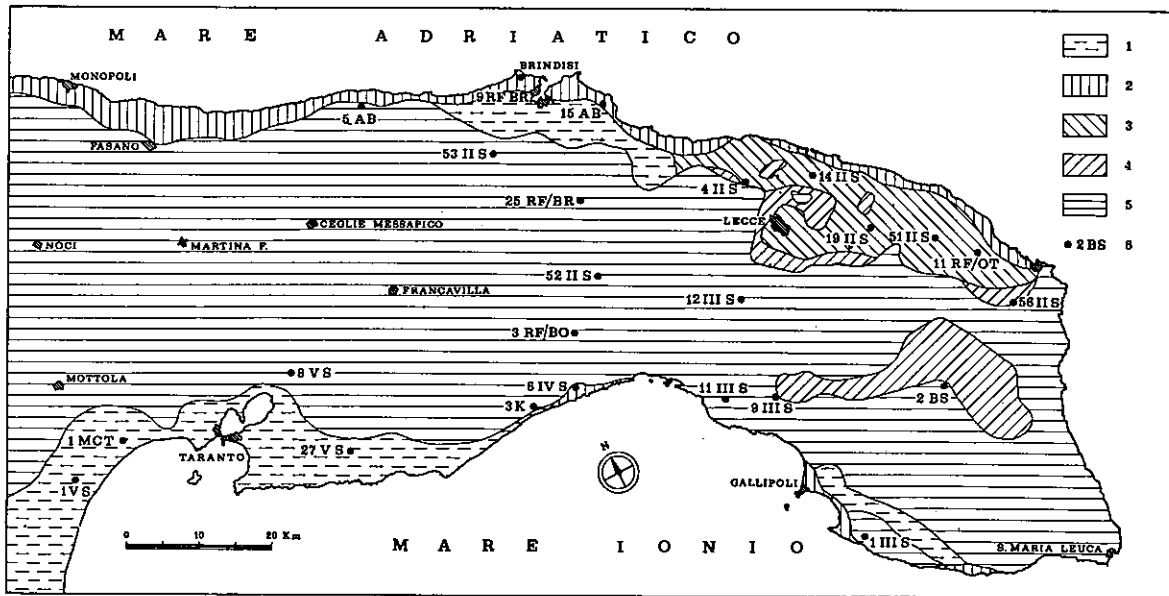


Fig. 50 — Sezione geologica orizzontale al livello mare della Penisola Salentina con l'ubicazione dei pozzi appartenenti alla rete freaticometrica presi in considerazione. 1) Argille, argille sabbiose e limose — Pleistocene — rocce praticamente impermeabili. 2) Calcareniti compatte, massicce, generalmente a struttura tufacea; subordinatamente calcareniti tenere e sabbioni calcarei — Pleistocene e Pliocene — rocce scarsamente permeabili per porosità o raramente permeabili per fessure allargate dalla dissoluzione carsica. 3) Calcareniti, calcari organogeni compatti, massicci o a stratificazione irregolare in grossi banchi — Pliocene e Miocene — rocce permeabili per carsismo. 4) Calcareniti marnose, calcari teneri, massicci o irregolarmente stratificati (« Pietra leccese ») — Miocene — rocce praticamente impermeabili o raramente permeabili per fessurazione. 5) Calcari, calcari dolomitici, dolomie, compatti, stratificati — Cretaceo, p.p. Oligocene e Eocene a sud di Otranto — rocce permeabili per fessurazione e carsismo. 6) Pozzi appartenenti alla rete freaticometrica.

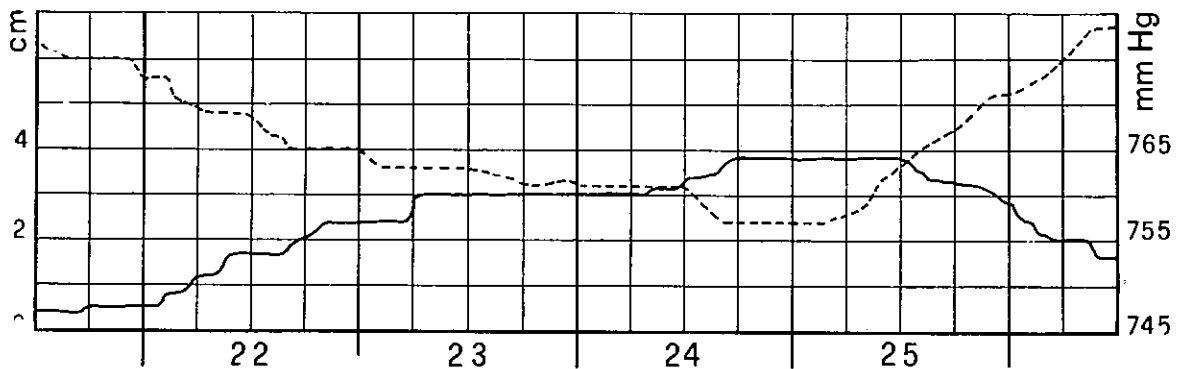


Fig. 51 — Confronto tra l'andamento della pressione (in mm Hg, linea tratteggiata) e gli spostamenti del livello della falda (in cm, linea a tratto continuo) registrati al pozzo Casaute (ubicato in figura 59 con la sigla CS) dal 21 al 26 settembre 1968.

Molto netta è risultata infatti l'influenza della pressione atmosferica esercitantesi sia direttamente che indirettamente sui livelli della falda. Si veda in proposito la figura 52, nella quale sono diagrammate le fluttuazioni aperiodiche del livello medio marino giornaliero, l'andamento della pressione atmosferica e le registrazioni freatiche della falda profonda della Penisola Salentina, relative al periodo gennaio-aprile 1966. Si osservi l'andamento grossomodo speculare delle oscillazioni mareografiche o freatiche rispetto a quello delle pressioni.

5.1.2. Influenza diretta

L'influenza diretta è caratterizzata, se pur con intensità diversa da punto a punto della falda, dalla penecontemporaneità delle oscillazioni freatiche con le variazioni di pressione, indipendentemente dalla distanza dalla costa e dalle situazioni idrogeologiche (falda a pelo libero o in pressione, in rapporto diretto o indiretto col mare, ecc...). Il fenomeno, per quanto nettamente più evidente dal confronto diretto delle registrazioni strumentali (fig. 51), risulta manifesto anche dai diagrammi di figura 52 nonostante la forte riduzione delle registrazioni effettuata per necessità grafiche. Si osservi, ad esempio, nei diagrammi relativi ai pozzi 53 II (ubicato a km 8 dal mare) e 25 BR (km 13 dal mare) l'ottima corrispondenza tra l'andamento della pressione atmosferica e le oscillazioni dei livelli nei mesi di marzo e aprile, migliore addirittura di quella intercorrente tra l'andamento della pressione e le fluttuazioni del mare.

5.1.3. Influenza indiretta

Questa influenza si esercita per mezzo del mare, che trasmette alla falda le oscillazioni non periodiche (ovviamente oltre a quelle periodiche) prodotte, com'è noto, essenzialmente da variazioni della pressione atmosferica: a bassa pressione corrispondono alti livelli del mare e viceversa.

Nella Penisola Salentina le massime oscillazioni periodiche del mare (maree sigiziali semidiurne, di ampiezza di 25-35 cm) si trasmettono in misura apprezzabile alla falda, fino ad una distanza massima di circa 5 km dalla costa: è quindi logico che le fluttuazioni aperiodiche del mare, originate dalle condizioni meteorologiche, si trasmettano a distanza ben maggiore dalla costa, quando caratterizzate, com'è di regola, da ampiezza e durata maggiori delle onde di marea. E' noto infatti che, tanto in presenza di fluttuazioni periodiche che aperiodiche, le riduzioni d'ampiezza della onda trasmessa dipendono, se pur con legge diversa nelle diverse situazioni idrogeologiche (falde in pressione, in comunicazione diretta o meno con il mare, falde freatiche, ecc...), dall'ampiezza e dal periodo (o durata) dell'oscillazione del mare, oltre che, ovviamente, dalle distanze dalla costa e dalle caratteristiche idrologiche dell'acquifero (coefficienti di immagazzinamento e trasmissibilità per falde in pressione, trasmissibilità e porosità dinamica per falde freatiche) [1, 15, 17, 18, 22]. Dai rilievi idrometrografici risulta che l'onda trasmessa dal mare alla falda è più facilmente distinguibile dagli effetti dell'influenza diretta della pressione quando nel punto acqua considerato si hanno ritardi tra l'oscillazione del livello del mare e quella corrispondente della falda; si vedano ad esempio i diagrammi relativi ai pozzi 3K, 14 II, 9 III, 4 II, 19 II e 12 III. Quando detti ritardi sono molto modesti è invece praticamente impossibile discernere sugli idrometrogrammi gli effetti dovuti all'influenza

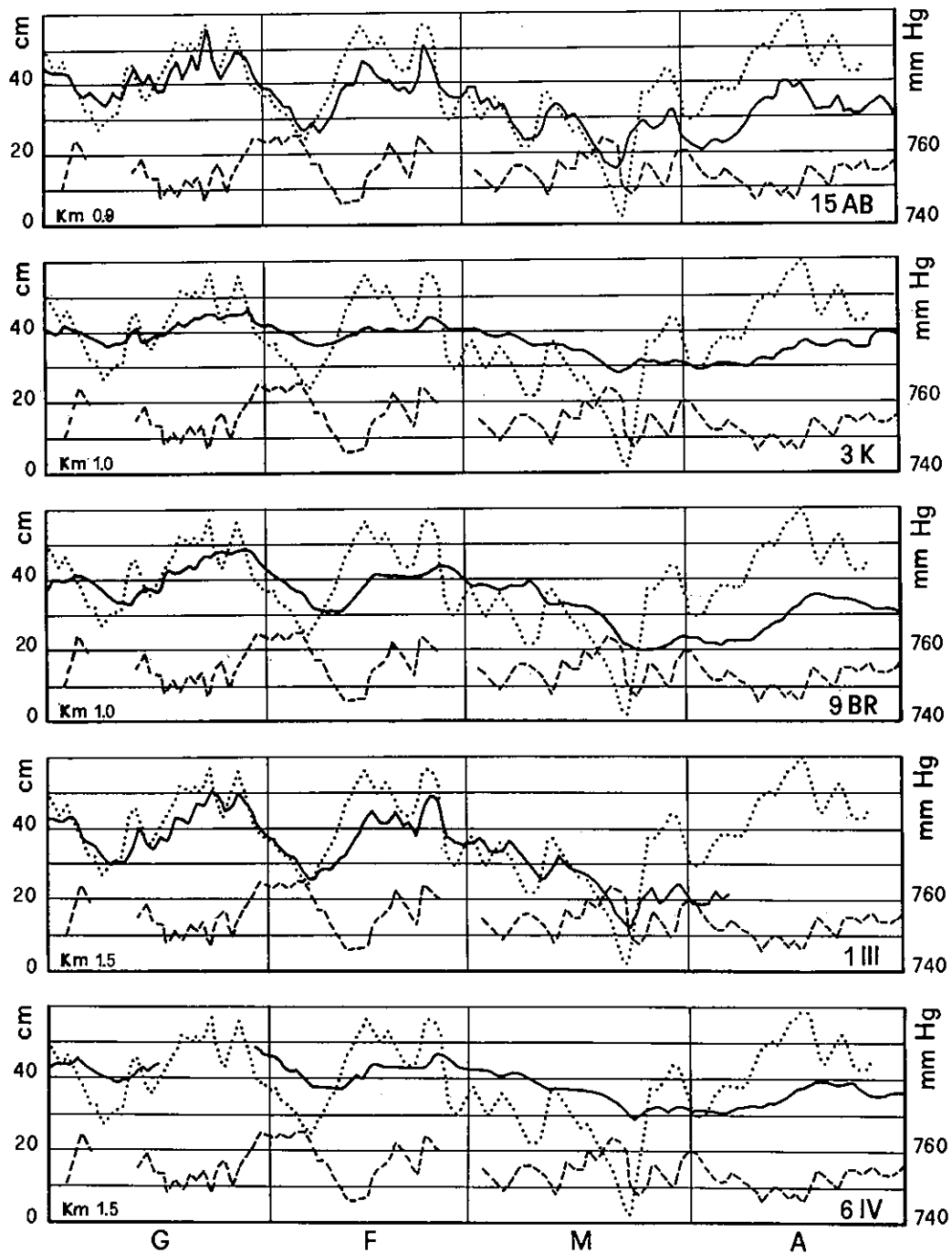
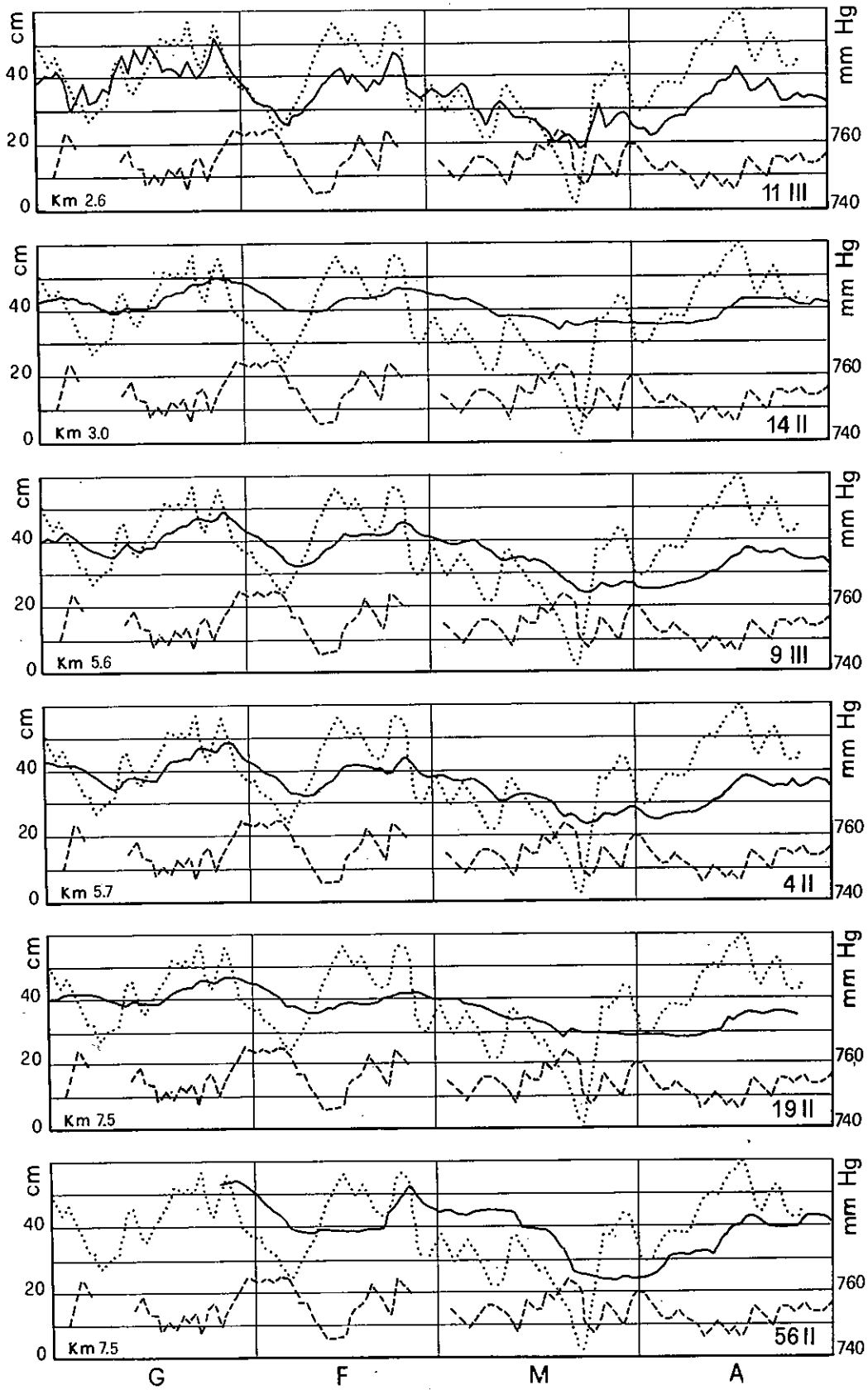
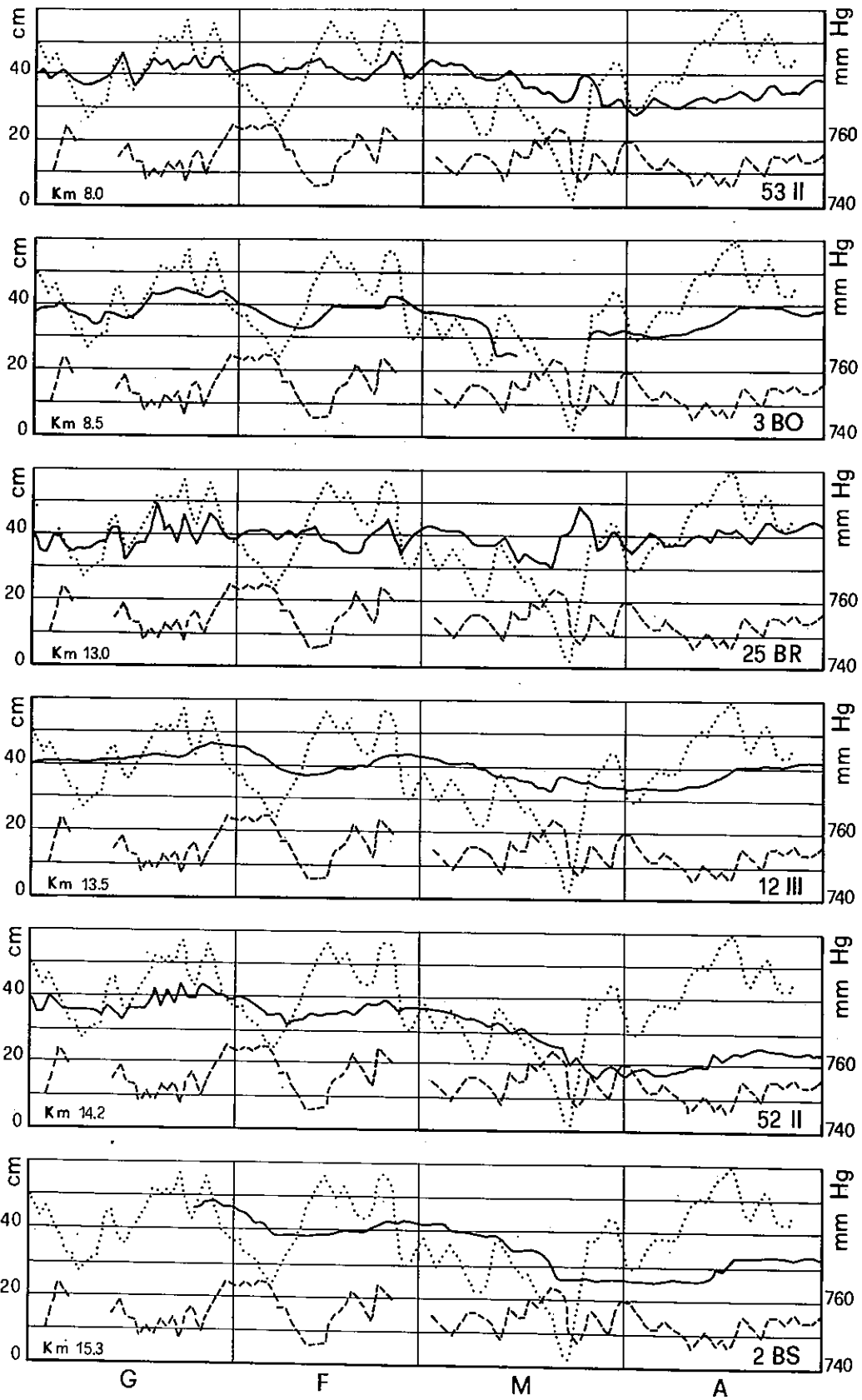


Fig. 52 — Oscillazioni dei livelli della « falda profonda » (in cm, linea a tratto continuo), registrate nel periodo gennaio-aprile 1966 dalle stazioni idrometrografiche della Penisola Salentina, confrontate alle fluttuazioni aperiodiche del mare (in cm, linea punteggiata) e alle variazioni della pressione atmosferica (in mm Hg, linea tratteggiata). I diagrammi sono ordinati secondo la distanza crescente delle stazioni dal mare. L'ubicazione delle stesse è indicata in figura 50.



Segue fig. 52



Segue fig. 52

diretta da quelli provocati dall'influenza indiretta, che si sovrappongono sommandosi (pozzi 15 AB, 1 III e 11 III).

Anche in questo caso però è certa l'influenza diretta; lo dimostra, ad intervalli, la concordanza tra l'oscillazione dei livelli e della pressione accompagnata contemporaneamente da discordanze tra pressione e fluttuazioni del mare (discordanze dovute quasi sempre all'azione del vento sul mare): si osservino in proposito i diagrammi dei pozzi 15 AB, 1 III e 11 III in corrispondenza dell'ultima decade del marzo 1966.

5.1.4. Considerazioni conclusive

Le oscillazioni dei livelli, trasmesse alla falda dall'azione combinata dell'influenza diretta e indiretta della pressione atmosferica, sono di ampiezza tale da rendere impossibile, in base alla sola lettura degli idrometrogrammi, il discernimento degli spostamenti dei livelli freatici (o piezometrici) conseguenti all'alimentazione, agli efflussi o agli attingimenti. In effetti detti spostamenti, se si eccettua l'influenza del fenomeno di « isteresi », cioè il ritardo col quale ad ogni perturbazione dei livelli fa seguito il ristabilimento dell'equilibrio fra falda e sottostante acqua di mare, dovrebbero essere molto modesti, essendo gli spostamenti predetti ridotti ad una piccola aliquota degli spostamenti verticali che subiscono il tetto e il letto della zona di diffusione. Tali spostamenti, riscontrati con misure dirette periodiche nei pozzi spia, sono risultati, come si vedrà più avanti, decisamente maggiori delle oscillazioni dei livelli freatici (e piezometrici).

A causa dell'eterogeneità delle caratteristiche idrologiche e delle situazioni idrogeologiche dell'acquifero (fig. 50), l'entità delle fluttuazioni del livello della falda varia comunque considerevolmente da punto a punto; ciò provoca dislivelli variabili nel tempo non solo tra la superficie della falda e il mare ma anche tra i differenti punti della superficie stessa della falda. Il fenomeno acquista particolare significato nelle aree a cadenti molto basse, ov'è possibile che si creino temporanee inversioni di movimento, analogamente a quanto avviene lungo la costa, dove per effetto delle maree si instaurano « estavelle » marine.

5.2. Influenza delle fluttuazioni del mare sui livelli delle falde costiere

5.2.1. Considerazioni introduttive

Nella situazione idrogeologica caratterizzante la Penisola Salentina, l'impostazione di modelli matematici sui deflussi sotterranei, già di per sé estremamente complessa, viene ancora complicata dall'eterogeneità dell'acquifero, dalla presenza di una zona di diffusione al contatto acqua di falda-acqua di mare e dal deflusso in regime non permanente a causa delle oscillazioni periodiche ed aperiodiche della superficie freatica (o piezometrica), trasmesse dalle fluttuazioni del livello mare; queste ultime sono sostanzialmente dovute all'influenza luni-solare e alle variazioni della pressione atmosferica.

L'analisi di alcuni aspetti del fenomeno della trasmissione delle fluttuazioni del mare negli acquiferi costieri consente dunque di ottenere utili informazioni sulla cir-

colazione idrica sotterranea della Penisola Salentina, con particolare riguardo alla individuazione delle aree di più facile deflusso, alle valutazioni del « grado di omogeneità » dell'acquifero, alle notizie sull'influenza esercitata dai terreni praticamente impermeabili ostacolanti lungo tratti di costa i rapporti tra le acque di falda e il mare.

5.2.2. Cenni bibliografici

C.E. JACOB [14], partendo dall'equazione differenziale del moto non permanente delle acque filtranti introdotta da C.V. THEIS [24] per analogia con l'equazione del calore, ha dato la risoluzione del problema della trasmissione di fluttuazioni perfettamente sinusoidali degli specchi liquidi, nel caso di mezzi isotropici ed omogenei e falde in pressione di spessore costante aventi la componente orizzontale della velocità di filtrazione indipendente dalla profondità. I risultati si possono estendere anche alle falde freatiche, quando le oscillazioni dei livelli sono piccole rispetto alle altezze d'acqua di falda.

J.G. FERRIS [12] ha quindi adattato il metodo di C.E. JACOB, ripreso da H.H. COOPER [4] e R. DEGALLIER [11] e riportato anche da vari trattati d'idrogeologia [3, 22, 26], per fluttuazioni periodiche di ampiezza variabile. A risultati analoghi giungevano pressoché contemporaneamente P.W. WERNER e D. NOREN [27].

Applicazioni del metodo sono state effettuate da W. STERN, M. JACOB e S. SCHMORAK [23] e da F. MONGELLI e C. REINA [18].

R. MICHE [17], partendo dalla rappresentazione del moto delle acque sotterranee mediante films d'acqua intersecantisi, fornisce un'interessante risoluzione del problema nel caso della propagazione di moti periodici in falde sia in pressione che a pelo libero; discute infine l'influenza delle forze d'inerzia e della compressibilità del liquido.

C. THIRRIOT e J.P. VILLENEUVE [25], utilizzando due diversi procedimenti di linearizzazione dell'equazione di Boussinesq, hanno considerato il caso teorico di oscillazioni della superficie freatica di una falda contenuta in un acquifero poroso situato tra due specchi liquidi, di cui uno sottoposto a fluttuazioni sinusoidali di periodo variabile.

La necessità che le onde inducenti siano sinusoidali costituisce una limitazione all'utilizzazione pratica dei metodi di C.E. JACOB, J.G. FERRIS e di R. MICHE. Infatti, anche nel caso più favorevole di fluttuazioni inducenti aventi periodi praticamente costanti (maree, sesse), sono sempre presenti sugli specchi liquidi influenze perturbatrici dovute alle variazioni del campo barico, all'azione del vento, alle escursioni termiche ed aline, alla geometria degli specchi liquidi, ecc...

Sulla base delle considerazioni che precedono, acquista interesse lo studio di J. GARNIER e C. CLARION [13]; essi hanno preso in esame il caso in cui l'andamento della fluttuazione della superficie liquida, pur discostandosi considerevolmente da quello sinusoidale, presenta, almeno ad intervalli, similitudine con figure geometriche semplici (rettangoli, triangoli o trapezi), e hanno ottenuto le relazioni che legano le variazioni delle altezze dei livelli degli specchi liquidi e delle falde costiere aventi sede in acquiferi omogenei ed isotropi.

M. BAER [1] porta un sostanziale contributo alla risoluzione del problema; l'Autore, partendo dall'equazione differenziale del movimento non permanente delle acque filtranti e considerando le fluttuazioni degli specchi liquidi comunque arbitrarie, ottiene l'espressione generale della loro trasmissione nelle falde costiere in pressione contenute in acquiferi omogenei ed isotropi.

5.2.3. Modelló matematico

In un acquifero omogeneo ed isotropo si consideri un punto-acqua posto alla distanza x dalla costa; si indichi con $h(x,t)$ l'oscillazione nel tempo della superficie freatica o piezometrica in quel punto indotta da una fluttuazione arbitraria $h(O,t)$ dello specchio liquido. Si supponga inoltre che tale « sistema idrogeologico » si possa considerare lineare e stazionario (*).

La situazione idrogeologica anzidetta è espressa dall'equazione differenziale del moto non permanente delle acque filtranti:

$$(1) \quad \frac{\partial^2 h}{\partial x^2} = \frac{1}{D} \frac{\partial h}{\partial t}$$

dove D rappresenta la diffusività (L^2T^{-1}).

Nel caso di falda freatica l'oscillazione $h(x,t)$ deve essere trascurabile rispetto allo spessore della falda.

Le condizioni ai limiti sono:

$$\begin{aligned} h &= 0 && \text{per } t = 0 \\ h &= h(O,t) && \text{per } x = 0 \end{aligned}$$

La soluzione dell'equazione è data dal teorema di Duhamel (**):

$$(2) \quad h(x,t) = \int_0^t h(O,t-\tau) p(x,\tau) d\tau = \int_0^t h(O,\tau) p(x,t-\tau) d\tau$$

dove $\tau = n\Delta t$ e $p(t)$ rappresenta la *risposta impulsiva* dell'acquifero.

Per trasposizione al campo idrogeologico dell'interpretazione fisica della (2) data da A. LEPSCHY e A. RUBERTI [16], si ha che il valore assunto dalla $h(x,t)$ ad un determinato istante risulta dalla somma di tutti i valori assunti dalla $h(O,t)$ negli istanti precedenti, ciascuno gravato del coefficiente $p(\tau)$ dipendente dal tempo trascorso fino all'istante che si considera. La *risposta impulsiva* $p(t)$ acquista quindi il significato di *funzione ponderatrice*, nota in letteratura anche come *funzione peso* o di *Green*.

Da questa interpretazione consegue che nei punti-acqua degli acquiferi, in cui la $p(t)$ si riduce in breve tempo a valori trascurabili, l' $h(x,t)$ trasmessa da una fluttuazione qualsiasi dello specchio liquido dipende in maniera prevalente dai valori assunti dall' $h(O,t)$ solo in un intervallo di tempo altrettanto breve precedente l'istante considerato. In tali punti-acqua l'andamento dell' $h(x,t)$, se pure gravato della funzione ponderatrice, riproduce pressoché fedelmente l'andamento dell' $h(O,t)$; in altre parole i tratti di acquifero compresi tra i punti considerati e lo specchio liquido presentano una modesta *memoria dinamica*, e negli stessi punti l'andamento dell' $h(x,t)$ subisce una debole *distorsione* rispetto all'andamento dell' $h(O,t)$. Il contrario avviene per i punti-acqua in cui la $p(t)$ si riduce a valori trascurabili in un tempo assai lungo. Pertanto, la $p(t)$ rappresenta l'indice della memoria dinamica dell'acquifero, in altre parole della sua attitudine a risentire delle fluttuazioni dello specchio liquido verificatesi prima dell'istante considerato; è quindi anche un indice della distorsione subita dall' $h(x,t)$ rispetto all' $h(O,t)$.

Per analogia con la trasmissione del calore in un solido seminfinito, da H.S. CARSLAW e J.C. JAEGER [2] si ha:

(*) A tutto rigore i sistemi idrogeologici, come ogni sistema reale, non sono perfettamente lineari e stazionari, perché le loro caratteristiche dipendono da fattori variabili nel tempo e nello spazio, quali temperatura e densità delle acque sotterranee.

(**) Chiamato anche *teorema di composizione, di convoluzione e di Borel*. Una prima applicazione del teorema alla risoluzione di un problema idrogeologico è stata effettuata da M. Muskat [19].

$$(3) \quad p(x, t - \tau) = \frac{\chi}{2\sqrt{\pi D(t-\tau)^3}} \exp\left(-\frac{\chi^2}{4D(t-\tau)}\right)$$

Sostituendo la (3) nella (2) si ottiene

$$(4) \quad h(x, t) = \frac{\chi}{2\sqrt{\pi D}} \int_0^t \frac{\exp\left(-\frac{\chi^2}{4D(t-\tau)}\right)}{\sqrt{(t-\tau)^3}} \cdot h(O, \tau) \, d\tau$$

Dalla risoluzione dell'integrale (4) per valori della $h(O, t)$ costanti nell'intervallo di tempo $\tau_k - \tau_{k-1}$ data da H.S. CARSLAW e J.C. JAEGER [2], scomponendo la $h(O, t)$ in una serie conveniente di impulsi di valore costante in ogni intervallo in cui si è suddiviso il periodo di osservazione ed assumendo:

$$h(O, \tau_k) = \frac{1}{2} h_k = \frac{1}{2} [h(O, \tau_k - 0) + h(O, \tau_k + 0)]$$

si ottiene:

$$(5) \quad h(x, t) = \sum_{k=1}^l \frac{h_k}{2} \left(\operatorname{erfc} \frac{\chi}{2} \sqrt{\frac{1}{D(t-\tau_{k-1})}} - \operatorname{erfc} \frac{\chi}{2} \sqrt{\frac{1}{D(t-\tau_k)}} \right) + \frac{h_{l+1}}{2} \operatorname{erfc} \frac{\chi}{2} \sqrt{\frac{1}{D(t-\tau_l)}}$$

dove k varia da 1 a $l+1$ e $\tau_{l+1} = t$ ed $\operatorname{erfc}(u) = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_u^\infty e^{-u^2} \, d\mu$.

Allo stesso risultato è giunto anche M. BAER [1] impiegando la *trasformata di Laplace* per integrare l'equazione differenziale del moto non permanente delle acque filtranti, dopo aver sviluppato in *integrale di Fourier* la $h(O, t)$.

La (5) pone un preciso legame funzionale tra il valore della perturbazione nel punto acqua a distanza x dallo specchio liquido ed il valore globale di $\frac{\chi}{2} \sqrt{\frac{1}{D}}$; quindi, posto:

$$(6) \quad A = \frac{\chi}{2} \sqrt{\frac{1}{D}}$$

La (5) diventa:

$$(7) \quad h(x, t) = \sum_{k=1}^l \frac{h_k}{2} \left(\operatorname{erfc} \frac{A}{\sqrt{t-\tau_{k-1}}} - \operatorname{erfc} \frac{A}{\sqrt{t-\tau_k}} \right) + \frac{h_{l+1}}{2} \operatorname{erfc} \frac{A}{\sqrt{t-\tau_l}}$$

Tale sostituzione ci permette di passare dalla conoscenza sperimentale di $h(x, t)$ al valore dell'argomento A e quindi, se interessa, al valore della diffusività D .

La A , che ha le dimensioni della radice quadrata di un tempo e che in teoria assume un valore costante in ogni punto-acqua situato alla stessa distanza dalla costa in un acquifero isotropo ed omogeneo, rappresenta l'*effetto di attenuazione* alla trasmissione delle fluttuazioni (trasmesse dallo specchio liquido) dovuto al tratto di acquifero compreso tra il punto-acqua considerato e la costa. Chiameremo pertanto *attenuazione* la A e *propagazione* il suo inverso P , indice della « comunicabilità » esistente tra il punto-acqua e la costa.

Come si vedrà più avanti, la determinazione dell'attenuazione A (o della propagazio-

ne P) consente di effettuare interessanti considerazioni sulla circolazione idrica sotterranea negli acquiferi costieri.

Sostituendo la (6) nella (3), appare che la funzione ponderatrice $p(t)$ si riduce a valori trascurabili in un tempo tanto più breve quanto minore è il valore assunto dall'attenuazione A nel punto-acqua preso in esame (fig. 53); in altre parole, la memoria dinamica risulta tanto minore quanto minore è il valore assunto da A e viceversa; del pari, quanto minore è l'attenuazione, tanto minore risulta la distorsione dell'andamento dell'oscillazione della falda $h(x, t)$ rispetto all'andamento della fluttuazione dello specchio liquido $h(O, t)$.

Per ottenere l'attenuazione A di un punto-acqua, in merito al quale si possiede la registrazione idrometrografica, si pongono nella (7) le altezze h delle fluttuazioni registrate nello specchio liquido e si risolve imponendo per A una serie di valori; si ottiene in tal modo una serie di curve. Il valore dell'attenuazione A relativo al punto-acqua in

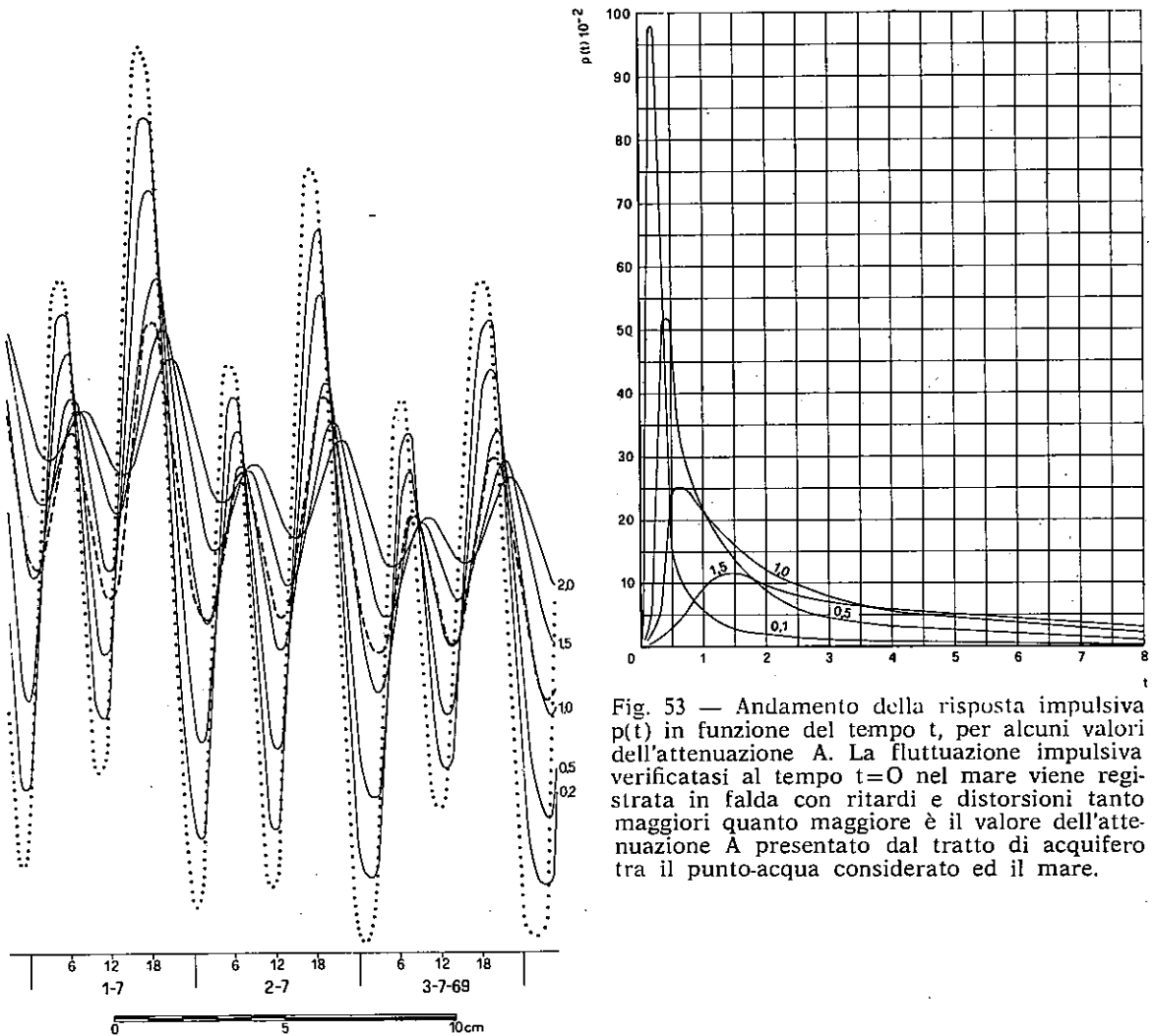


Fig. 53 — Andamento della risposta impulsiva $p(t)$ in funzione del tempo t , per alcuni valori dell'attenuazione A . La fluttuazione impulsiva verificatasi al tempo $t=0$ nel mare viene registrata in falda con ritardi e distorsioni tanto maggiori quanto maggiore è il valore dell'attenuazione A presentato dal tratto di acquifero tra il punto-acqua considerato ed il mare.

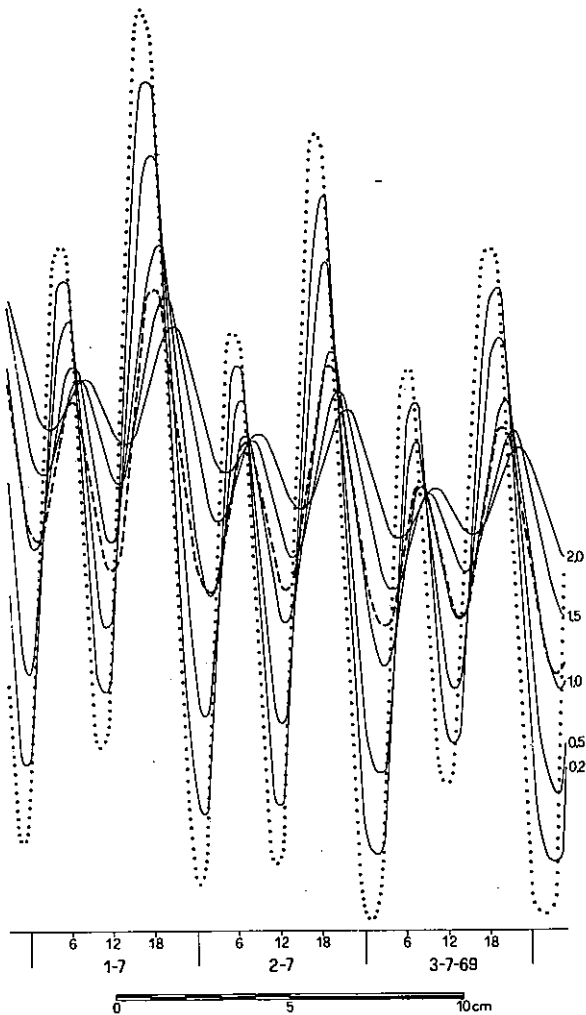


Fig. 54 — Esempio esplicativo di determinazione dell'attenuazione A . La linea punteggiata riproduce le fluttuazioni del Mar Ionio registrate al mareografo di Porto Cesareo (ubicato in fig. 87) dall'1 al 4 Luglio 1969. A tratto continuo sono riportate n° 5 curve (delle n° 14 calcolate, per chiarezza di rappresentazione) ottenute ponendo nella (7) vari valori dell'attenuazione A (0,2; 0,5; 1,0; 1,5; 2,0). La linea tratteggiata riproduce la registrazione delle oscillazioni della falda effettuata durante lo stesso periodo nel pozzo n° 3 (ubicato in fig. 87). Tale linea si approssima alla curva presentante un valore di $A = (1,0 \text{ ore})^2$.

esame è quello corrispondente alla curva che più si approssima all'andamento della registrazione idrometrografica effettuata in detto punto (fig. 54). Nota la A, dalla (6) si ottiene la diffusività D.

5.2.4. Validità dei risultati analitici

L'ipotesi di omogeneità ed isotropia è alla base dell'impostazione analitica che precede.

E' noto tuttavia che un acquifero anisotropo omogeneo può essere trasformato in mezzo isotropo fittizio tenendo conto delle diverse permeabilità in senso verticale ed orizzontale.

Per quanto riguarda l'ipotesi di omogeneità, si ammette con G. SCHNEEBELI [21] che l'applicazione del concetto di omogeneità all'idrogeologia è strettamente legato alle dimensioni del più piccolo volume di acquifero considerato; queste devono essere sull'ordine di almeno 50-100 volte la più grande dimensione dei maggiori « elementi » (granuli, blocchi, lenti, zolle) praticamente impermeabili costituenti l'acquifero.

Ogni acquifero presenta quindi una sua *scala di omogeneità* caratterizzata da quel tratto minimo avente caratteristiche ben definite e costanti.

D'altro canto si può far uso dell'equazione (1) per stabilire una relazione analitica tra le variazioni di altezza del mare e della falda in un ben determinato punto-acqua, anche se questo è situato a distanza dal mare minore della scala di omogeneità; in altre parole, anche se il tratto di acquifero compreso tra il punto-acqua ed il mare è troppo breve perché l'acquifero possa essere considerato omogeneo.

Si può schematizzare infatti che il collegamento tra il mare ed il punto-acqua avvenga nella falda attraverso una rete di vie d'acqua preferenziali, costituite a loro volta da una rete di canalicoli o condotti, a tratti omogenei: detta rete di vie d'acqua (qualunque sia la forma e la lunghezza dei singoli tratti, la permeabilità ed i coefficienti di immagazzinamento degli stessi tratti, e qualunque sia l'andamento della linea di costa e la distribuzione delle permeabilità lungo la stessa) equivale, quanto alla propagazione della perturbazione dal mare al punto-acqua considerato, ad una unica via d'acqua omogenea e di ben definite caratteristiche idrogeologiche, che possiamo quindi sostituire alla rete di vie d'acqua ⁽¹⁰⁾.

Naturalmente tale sostituzione è completamente fittizia in ordine al « calcolo » della propagazione della perturbazione della falda costiera tra il mare ed il punto-acqua considerato; in altri termini, fissato un punto-acqua, la via d'acqua equivalente non avrà alcun significato per nessun altro punto né interno né esterno al tratto di acquifero compreso tra il punto considerato ed il mare; quindi, la detta sostituzione dovrà essere diversa per ciascun punto-acqua.

Applicando alla via d'acqua equivalente l'equazione (1), si ottiene una relazione, espressa dalla (7), tra l'oscillazione del mare e quella del punto-acqua considerato. Tale relazione è caratterizzata dal valore del parametro A, definito dalla (6), che esprime

⁽¹⁰⁾ E' noto dalla teoria dei circuiti elettrici che una perturbazione sinusoidale in un punto A di un circuito RC provoca, in regime permanente, in un qualsiasi altro punto B della rete oscillazioni ancora sinusoidali di egual frequenza, ma di diversa ampiezza e fase; tutta la rete interposta tra A e B si comporta cioè nei riguardi della propagazione della perturbazione come un unico conduttore seminfinito che colleghi A e B, tale da presentare tra i due punti una ben determinata resistenza R e capacità C. Lo stesso vale quando una medesima perturbazione è applicata in innumerevoli altri punti della rete. Nel caso poi che la perturbazione in A abbia una forma qualsiasi, è possibile considerarla scomposta nelle sue componenti sinusoidali ed a queste applicare il ragionamento precedente.

Per la ben nota analogia esistente tra una rete elettrica RC ed una rete di vie d'acqua, è inoltre possibile considerare quest'ultima rete equivalente, quanto alla trasmissione della perturbazione dallo specchio liquido ad un determinato punto-acqua, ad un'unica via d'acqua seminfinita che presenti una ben definita trasmissibilità globale T e coefficiente di immagazzinamento S.

globalmente le caratteristiche idrogeologiche della rete di vie d'acqua preferenziali interessate alla trasmissione della perturbazione.

In tal senso si è impiegata la (7) per le ricerche sull'acquifero della Penisola Salentina, elaborando con l'ausilio del calcolatore elettronico ⁽¹⁾ le oscillazioni dei livelli indotte dalle fluttuazioni non periodiche del mare, registrate al mareografo di Bari.

Pur con le limitazioni che derivano dal caratterizzare un punto-acqua solo con il valore dell'attenuazione A, lo studio della trasmissione delle fluttuazioni del mare nelle falde costiere presenta aspetti utili in più situazioni pratiche; in particolare:

α) La ricostruzione sugli idrometrogrammi, registrati nei singoli punti-acqua, delle oscillazioni indotte dallo specchio liquido consente di riconoscere se nei punti considerata la falda galleggia sull'acqua di mare invadente il continente oppure se è sostenuta alla base; in questo secondo caso permette di individuare l'influenza esercitata sui livelli della falda da fattori diversi dalle fluttuazioni dello specchio liquido: pressione atmosferica, afflussi pluviali, efflussi ed attingimenti.

β) La determinazione dei valori « globali » dell'attenuazione A (o della propagazione $P = 1/A$) presentata in più punti-acqua dai tratti di acquifero compresi tra detti punti-acqua e la costa consente di:

— riconoscere le aree di più facile « comunicabilità » tra falda e mare e quindi, rappresentando quest'ultimo in genere il livello di base delle falde costiere, di individuare le aree di preferenziale deflusso sotterraneo;

— ottenere informazioni sul « grado » di omogeneità dell'acquifero;

— riconoscere l'influenza esercitata, sulla circolazione idrica sotterranea, dai terreni praticamente impermeabili, ostacolanti lungo tratti di costa i rapporti tra le acque sotterranee ed il mare.

In relazione ai punti α e β dinanzi citati e riguardanti l'utilità del metodo proposto nelle ricerche sulle falde contenute in acquiferi costieri eterogenei, sono state effettuate applicazioni ottenendo risultati pratici veramente significativi negli studi condotti sulla circolazione idrica sotterranea nelle zone di S. Isidoro e delle sorgenti Idume, oggetto di specifica successiva trattazione nella presente monografia.

⁽¹⁾ Il programma, elaborato ed eseguito presso il Centro di Calcolo dell'Università di Bari, è il seguente:

```

0001   DIMENSION H (455)
0002   N = 455
0003   READ (5, 7) (H (I), I = 1, N)
0004   7 FORMAT (16 F 5. 1)
0005   WRITE (6,8) (H (II), II = 1, N)
0006   8 FORMAT (1H, 16 (F5. 1, 3X))
0007   DO 1 KK = 1, 23
0008   READ (5,2) PARAM
0009   2 FORMAT (F4. 1)
0010   WRITE (6, 3) PARAM
0011   3 FORMAT (1H1, 57 (1H*), F15. 5, 57, (1H*),///)
0012   DO 4 L = 1, 454
0013   SOM = 0.
0014   DO 5 K = 1, L
0015   T = L + 1
0016   TAUk = K
0017   TAU1 = K - 1
0018   TAUl = L
0019   5 SOM = SOM + H (K)* (ERFC (PARAM* SQRT) (1./(T - TAUk 1))) - ERFC
(PARAM* SQRT (1./(T - TAUk )))
0020   SOM = SOM + H (L + 1)* ERFC (PARAM* SQRT) (1./(T - TAUl))
0021   4 WRITE (6,6) L, SOM
0022   6 FORMAT (1H, 10X, 13, 2X, F15. 5)
0023   1 CONTINUE
0024   STOP
0025   END

```

5.3. Analisi del comportamento dinamico della superficie della « falda profonda » della Penisola Salentina

5.3.1. Considerazioni introduttive

Per condurre la presente indagine ci si è avvalsi dei rilievi effettuati alle 24 stazioni (fig. 50) costituenti la rete freaticometrica della Penisola Salentina, gestita dall'Ente Irrigazione di Puglia e Lucania, ed alle stazioni della rete pluviografica del Servizio di Bari.

Come si è precedentemente visto, le variazioni periodiche ed aperiodiche del mare inducono anche a notevole distanza dalla costa oscillazioni sulla superficie freatica (o piezometrica) della falda ed inoltre su tale superficie agisce la pressione atmosferica sia con la sua influenza diretta che con quella indiretta esplicantesi per tramite del mare.

Vengono pertanto esaminate le oscillazioni nel tempo della superficie della falda, dopo averne eliminato gli effetti indotti dal mare e dalla pressione atmosferica. A tale scopo, per le correlazioni tra i livelli freatici e le oscillazioni del mare si è preso in considerazione il mareografo installato nel porto di Bari, anch'esso gestito dal medesimo Ente Irrigazione.

5.3.2. Elaborazione dei dati

I dati considerati sono quelli rilevati nelle varie stazioni di misura nell'anno 1966, anno di inizio del programma CNR-IRSA.

L'elaborazione dei dati mareografici è stata condotta applicando il metodo illustrato nel par. 5.2. alle altezze medie giornaliere del livello mare ricavate dai mareogrammi originali.

Con tale metodo, partendo dall'equazione differenziale del moto non permanente delle acque filtranti ed applicando il teorema di Duhamel, si è ottenuta la serie di « attenuazioni » (fig. 55) delle oscillazioni aperiodiche del mare. Esse rappresentano l'effetto di smorzamento che tratti di lunghezza variabile di acquifero operano sulle fluttuazioni del mare, tenendo conto della « memoria dinamica » dell'acquifero stesso, cioè dell'attitudine a risentire delle fluttuazioni verificatesi nel mare in istanti precedenti quello considerato.

L'elaborazione dei dati barografici è consistita nell'attenuare i valori medi giornalieri della pressione con riduzione lineare (fig. 56). Ciò è stato possibile in quanto la pressione atmosferica marca istantaneamente o il mare che induce le oscillazioni sulla falda o la falda stessa.

Le precipitazioni giornaliere rilevate nelle varie stazioni di misura esistenti nella zona presentano valori corrispondenti poco discosti fra loro; pertanto si è ritenuto opportuno adottare per le precipitazioni giornaliere i valori medi per quelli rilevati in tutte le stazioni esistenti nella zona.

Infine anche per le elaborazioni dei livelli freatici (o piezometrici) della falda si è partiti dalle registrazioni originarie e si sono considerati i livelli medi giornalieri.

5.3.3. Criteri adottati nella elaborazione

In figura 57 viene mostrato, in scala ampliata rispetto alle elaborazioni condotte su tutti i pozzi considerati, il procedimento adottato per giungere dai livelli registrati della falda a quelli « non influenzati » dal mare e dalla pressione, prendendo in considerazione il pozzo 15 AB nei mesi di novembre e dicembre.

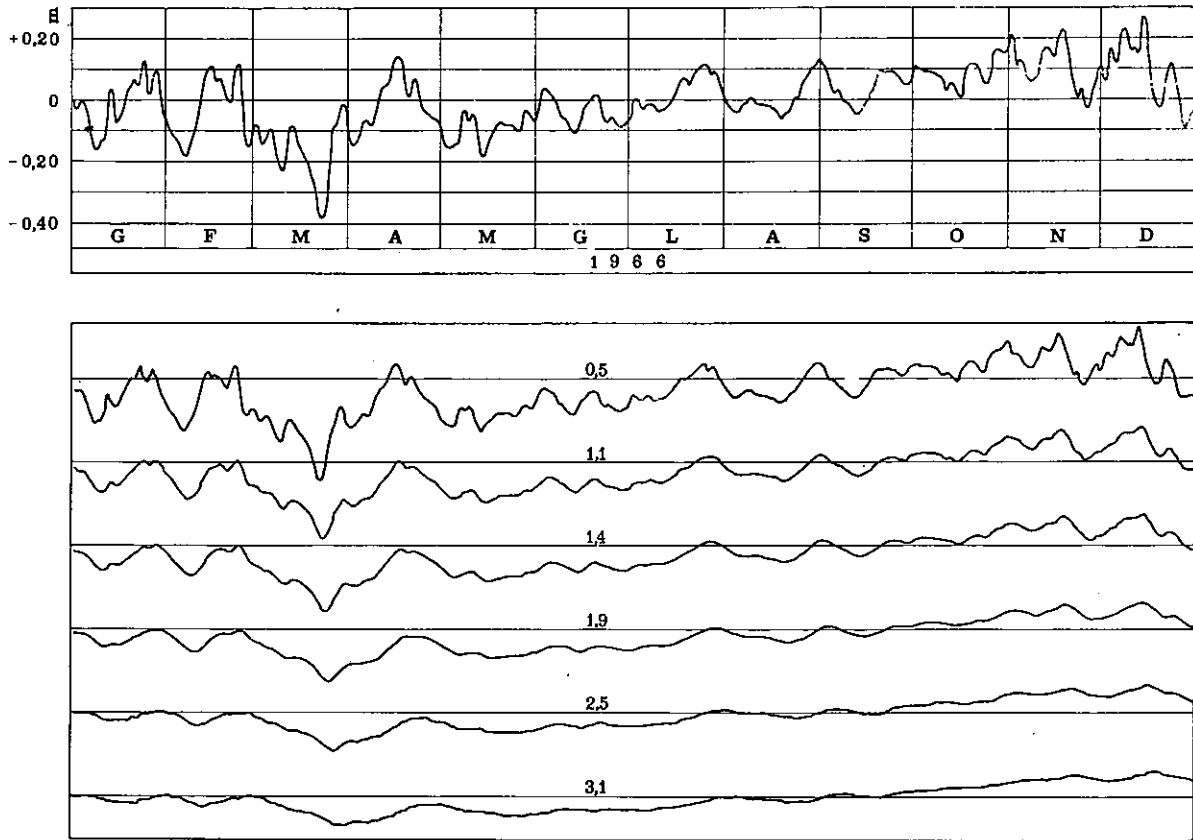


Fig. 55 — Andamento medio del mare (diagramma in alto) e serie di curve attenuate dello stesso. Le misure si riferiscono all'anno 1966.

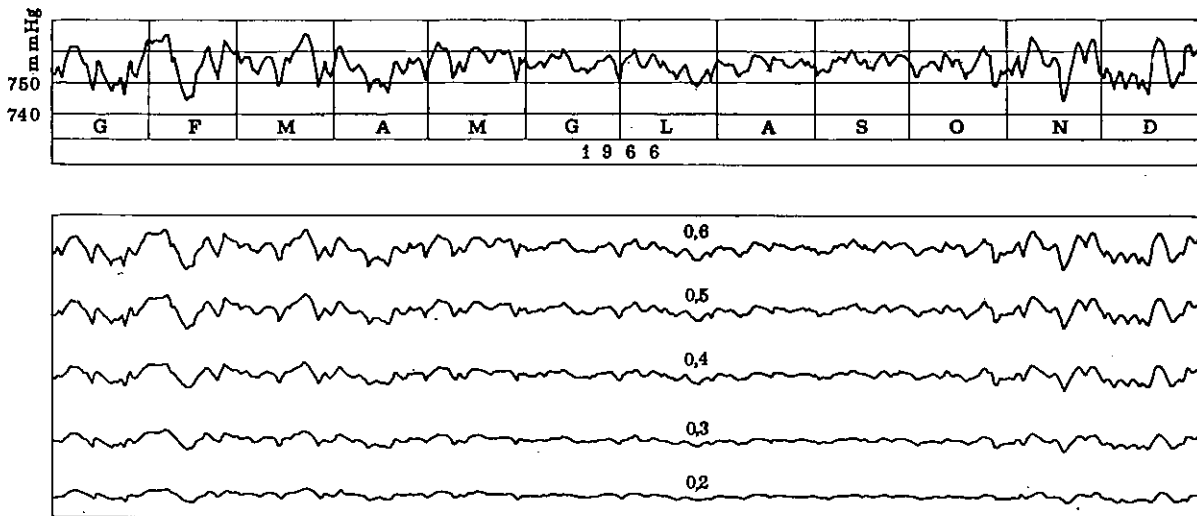


Fig. 56 — Andamento medio della pressione (diagramma in alto) e serie di curve attenuate. Le misure si riferiscono all'anno 1966.

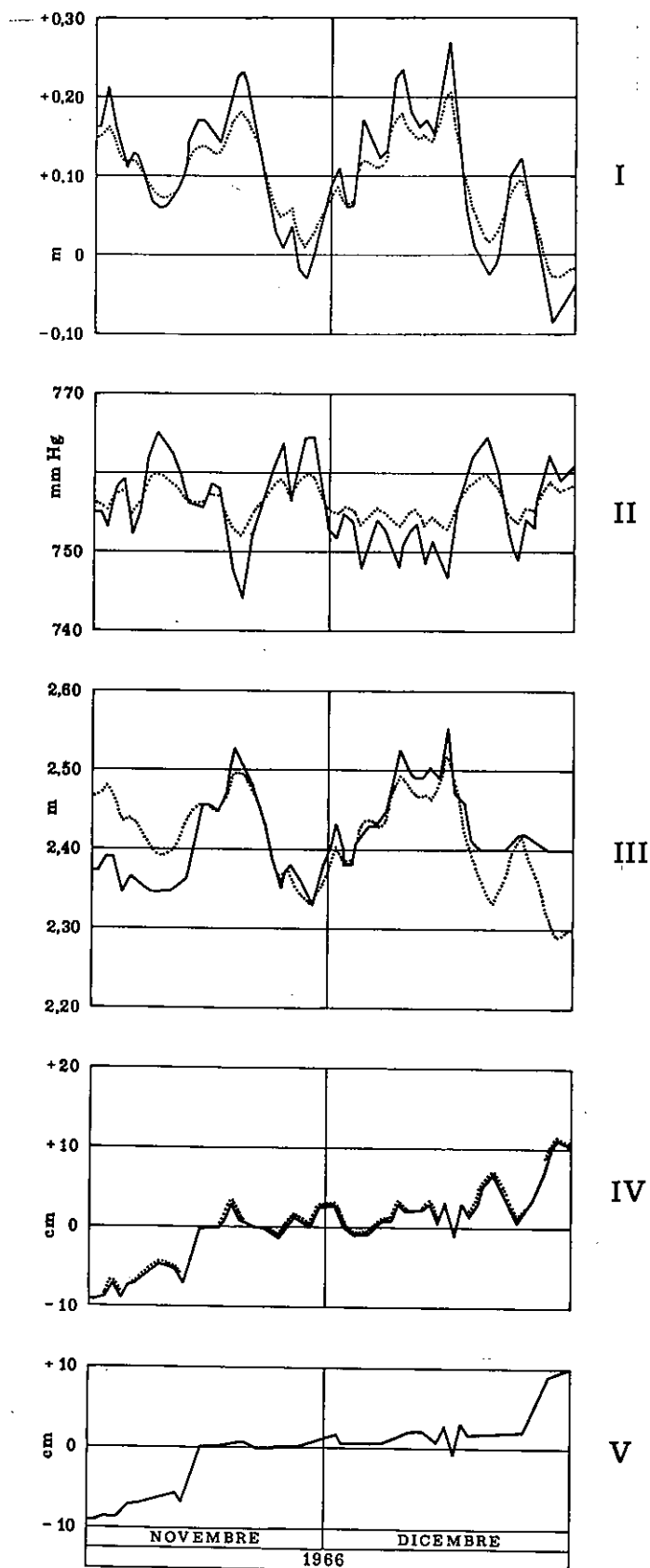


Fig. 57 — Esempio di procedimento adottato nelle elaborazioni. I: andamento del livello mare originale (linea continua) e di quello attenuato preso in considerazione (linea tratteggiata); II: andamento della pressione originale (linea continua) e di quella attenuata presa in considerazione (linea tratteggiata); III: andamento del livello registrato al pozzo 15 AB (linea continua) e del livello attenuato del mare; IV: andamento degli scarti (linea continua) tra le due curve di cui al punto precedente, cui è stata sovrapposta la curva ridotta della pressione (linea tratteggiata); V: andamento del livello del pozzo ottenuto eliminando, con differenza grafica, l'effetto pressione. Le misure si riferiscono all'anno 1966.

Una volta sovrapposta sul grafico rappresentativo del livello registrato della falda quella curva dell'andamento del mare, calcolata e ridotta, che più gli si approssima, sono stati determinati graficamente gli scostamenti tra le due curve: in tal modo si ottiene l'andamento del livello della falda depurato dall'influenza del mare.

Come si è accennato, la pressione marca impulsivamente i livelli idrici della falda facendo corrispondere ad un aumento di pressione una diminuzione di livello e viceversa. Per ottenere la ulteriore sottrazione dell'effetto pressione dal livello della falda, si è scelta opportunamente, fra le varie curve ridotte della pressione, quella che, capovolta, meglio si adagia tratto a tratto sulle curve del livello idrico del pozzo già depurato dall'effetto mare. Per semplice sottrazione grafica si perviene così alla curva rappresentante l'andamento del livello della falda « non influenzato » dagli effetti del mare o della pressione atmosferica.

5.3.4. Risultati acquisiti

Nella figura 58 sono riportate le oscillazioni dei livelli della falda sia registrati che « non influenzati » dagli effetti mare e pressione, relativi ai pozzi considerati; nella tabella 3 sono riportati i valori delle attenuazioni del livello mare e della pressione relativi alle curve utilizzate nelle elaborazioni.

Dall'esame dei grafici riportati si rileva anzitutto che, col sistema proposto, le escursioni freatiche o piezometriche risultano generalmente più semplici e lineari per la sparizione di picchi sia positivi che negativi: ciò è mostrato soprattutto dall'andamento dei livelli idrici relativi ai periodi autunno-invernali.

Unicamente in virtù di tali elaborazioni è scaturita la possibilità di rilevare andamenti caratteristici comuni a più pozzi, altrimenti non visibili, in quanto mascherati dalla sovrapposizione degli effetti mare e pressione: si osservi ad esempio la similitudine di andamento particolarmente evidente tra i pozzi 52 II S e 3 K nel mese di marzo, 1 MCT e 1 VS nei mesi di marzo ed aprile e 2 BS e 1 III S nei mesi di ottobre e novembre.

Peraltro nella Penisola Salentina, pur intravedendosi dall'andamento dei livelli non influenzati alcune aree a comportamento idrogeologico simile, non è stato possibile delimitare queste ultime con la necessaria precisione a causa dell'esiguo numero delle stazioni freatimetriche disponibili.

TAB. 3 — Valori dell'attenuazione della pressione atmosferica e del livello mare considerati nelle elaborazioni.

Sigla pozzo	Attenuazione mare	Attenuazione pressione	Sigla pozzo	Attenuazione mare	Attenuazione pressione	Sigla pozzo	Attenuazione mare	Attenuazione pressione
5 AB	1,4	0,3	11 RF/OT	3,1	0,2	3 K	1,4	0,3
9 RF/BR	1,1	0,3	56 II S	1,4	0,5	3 BO/RF	1,4	0,3
53 II S	—	0,4	2 BS	1,4	0,4	52 II S	1,9	0,4
15 AB	0,5	0,4	1 III S	0,5	0,4	27 V S	2,5	0,2
25 BR/RF	—	0,5	9 III S	1,4	0,2	1 MCT	1,4	0,6
4 II S	1,1	0,3	11 III S	1,1	0,4	1 V S	1,4	0,6
19 II S	1,4	0,2	12 III S	1,9	0,2	14 II S	1,9	0,2
51 II S	3,1	0,2	6 IV S	1,9	0,3	8 V S	3,1	0,2

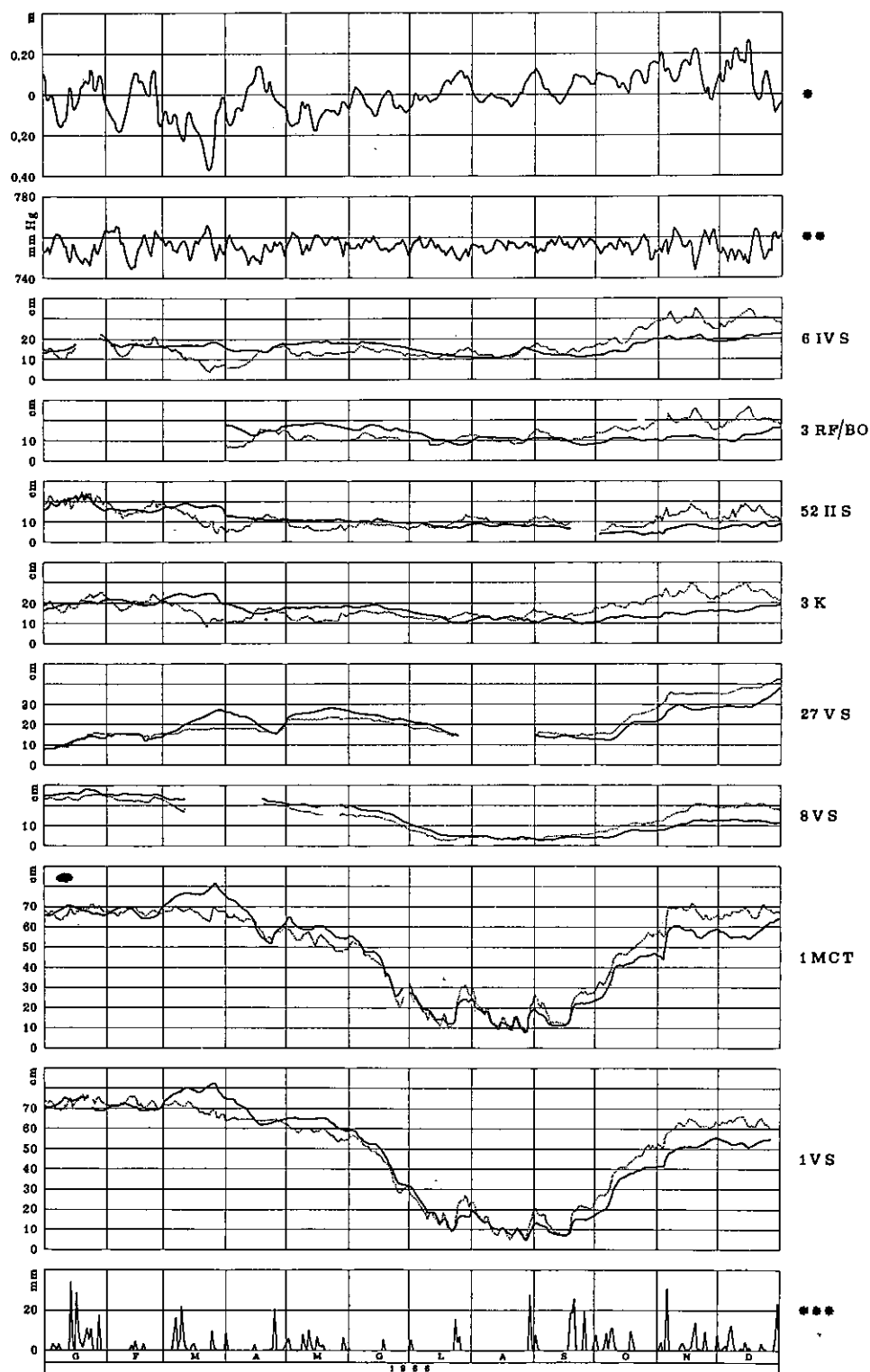
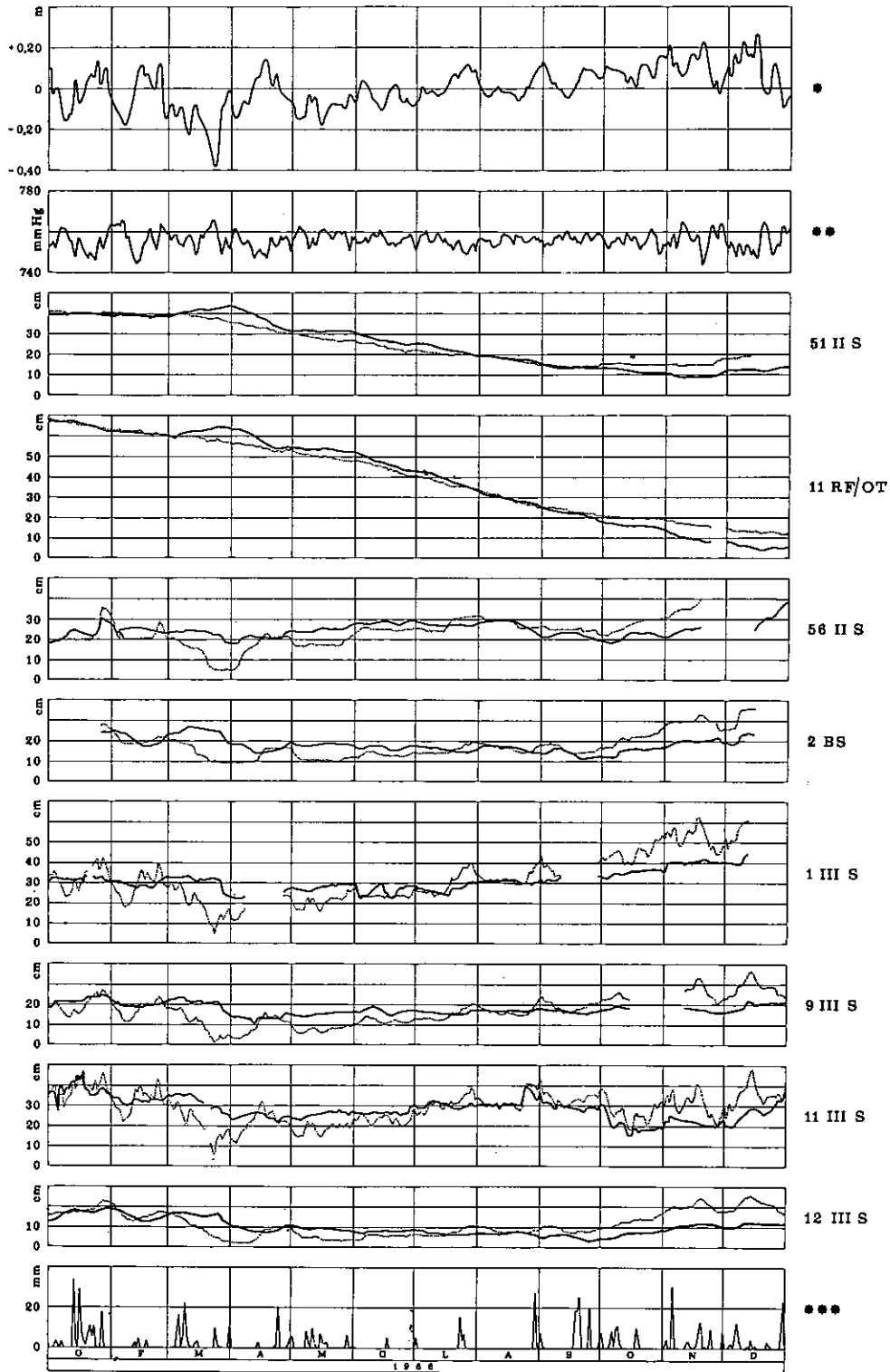
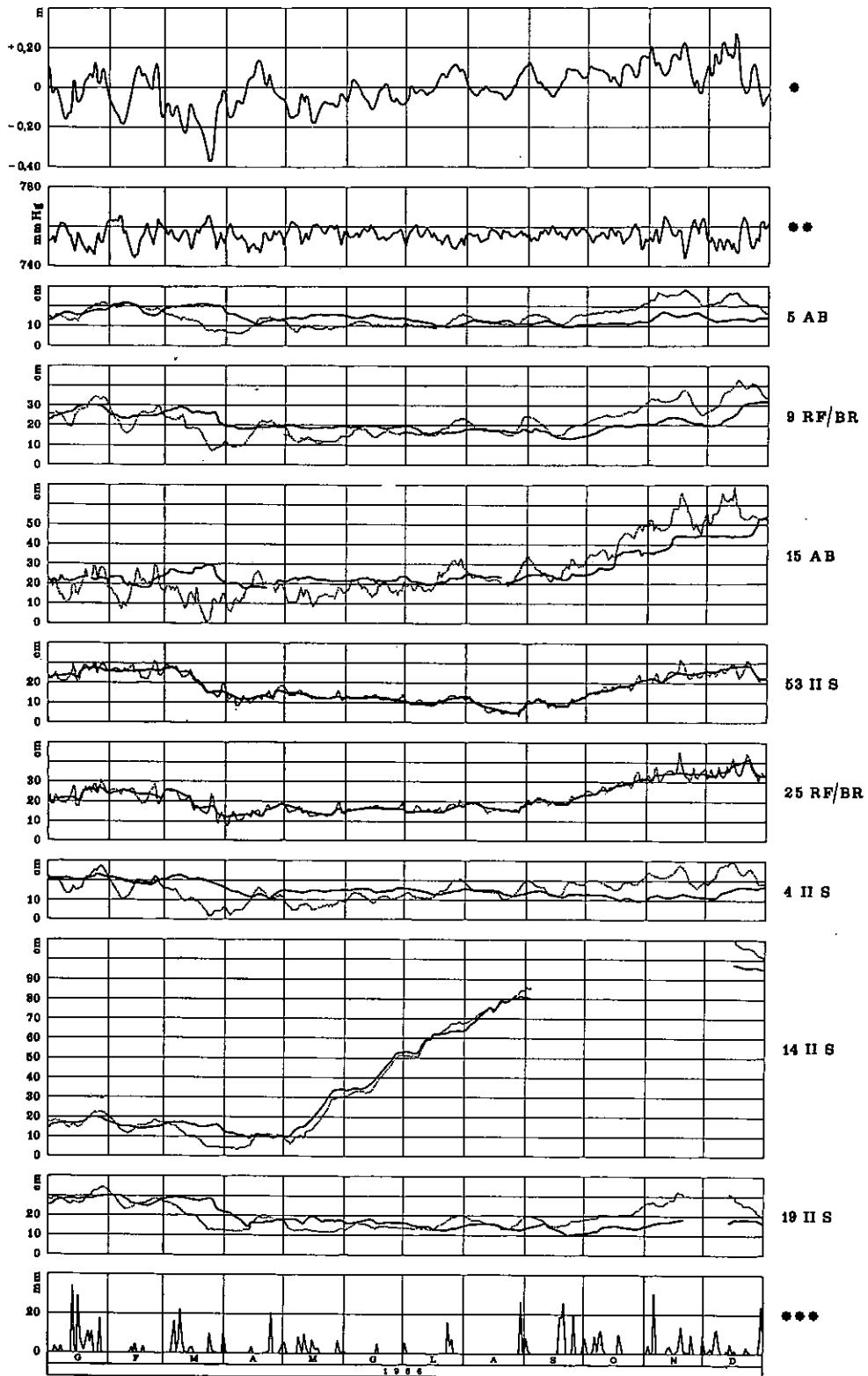


Fig. 58 — Andamento dei livelli registrati (linea a tratteggio) e di quelli « non influenzati » (linea continua) dei pozzi della rete freaticometrica; viene inoltre indicato l'andamento medio del mare (*), della pressione atmosferica (**) e delle precipitazioni meteoriche (***). Le misure si riferiscono all'anno 1966.



Segue fig. 58



Segue fig. 58

Risulta inoltre che nella quasi totalità dei casi le oscillazioni registrate si scostano sensibilmente da quelle « non influenzate »; infatti le riduzioni medie di ampiezza oscillano intorno al 40% con un minimo del 10% ed un massimo del 63%. Tali riduzioni sono da considerarsi notevoli, in relazione alle escursioni che vengono registrate e che risultano comprese tra i 18 ed i 107 cm.

Le differenze tra le escursioni dei livelli registrati e dei livelli « non influenzati » si dimostrano accentuate essenzialmente nella fascia costiera, raggiungendo il valore massimo di 38 cm al pozzo 1 III S, mentre nelle zone più interne le differenze di escursione sono contenute entro i 10 cm, e ciò risulta ovvio tenendo conto del fatto che le oscillazioni che il mare induce sulla falda tendono a smorzarsi vieppiù procedendo dalla costa verso l'entroterra.

Dall'esame globale dell'andamento dei livelli scaturisce un altro aspetto fondamentale del comportamento della falda della Penisola Salentina. Infatti, a parte alcune eccezioni, i diagrammi mostrano che nel periodo estivo, a causa dei cospicui attingimenti per uso irriguo, la falda trovasi più depressa rispetto ai restanti periodi dell'anno.

Inoltre, le continue ed abbondanti precipitazioni dei periodi autunno-invernali, cioè quelle capaci di dare un contributo al ravvenamento della falda, vengono da questa risentite nel tempo con spostamenti limitati. Osservando poi attentamente i diagrammi si notano, pur nella scala adottata, le risposte impulsive della falda a fenomeni pluviali particolarmente intensi, indipendentemente dal periodo in cui si verificano.

Si sono altresì riscontrati in alcuni pozzi andamenti di livelli « non influenzati » che si potrebbero definire singolari. In particolare trattasi dei pozzi 1 MCT e 1 VS, per i quali nei periodi estivi si sono riscontrati abbassamenti medi della falda dell'ordine dei 50 cm e dei pozzi 51 II S e 11 RFOT che mostrano un progressivo e costante calo della quota freatica.

La zona ove sono ubicati i primi due pozzi è geologicamente caratterizzata dalla presenza di potenti depositi di argille che si spingono anche oltre i 100 m sotto il livello mare e che ostacolano il libero deflusso a mare della falda stessa; l'altra è caratterizzata dalla presenza di una falda superficiale sottoposta a forte depauperamento, contenuta in calcareniti sufficientemente permeabili per fessurazione, in probabile connessione con la falda profonda presente nei calcari di base.

La presente elaborazione ha permesso inoltre di evidenziare come nell'area in cui ricadono i pozzi 53 II S e 25 RFBR non venga assolutamente risentita l'influenza delle oscillazioni indotte dal mare, e quindi le uniche influenze siano quelle da attribuirsi alle variazioni di pressione atmosferica.

In questa zona la falda profonda infatti trova il suo deflusso a mare sbarrato da una formazione impermeabile mio-plio-quaternaria di ampia estensione.

Tra l'altro, particolare importanza potrebbe assumere la metodologia proposta, in quanto l'andamento dei livelli « non influenzati » potrebbe indicare il possibile andamento medio « non influenzato » dell'interfaccia nel tempo in conseguenza dei soli fenomeni di alimentazione e deflusso.

La falda in esame ha infatti, come precedentemente detto, la prerogativa di galleggiare su acqua di mare di invasione continentale; pertanto le oscillazioni dei livelli « non influenzati » possono essere proficuamente utilizzate nello studio di problemi idrogeologici solo se non si prescinde dalla posizione dell'interfaccia stessa, assimilabile ad una superficie di fondo definita e variabile in funzione dei carichi idrostatici.

Pertanto risulta più agevole, utilizzando il procedimento indicato su archi di tempo sufficientemente lunghi, valutare le effettive variazioni di potenza dell'acquifero interessato dalla falda di acqua dolce e quindi, noti altri parametri idrologici quali porosità, permeabilità, diffusività, ecc..., le variazioni dei volumi d'acqua nel tempo.

5.4. Influenza dell'acqua di mare di invasione continentale sull'acqua di falda

5.4.1. Considerazioni introduttive

Le ricerche volte a determinare la distribuzione del contenuto salino alla superficie della falda ed in profondità risultano fondamentali non solo per mero interesse scientifico, ma anche e soprattutto per acquisire dati basilari necessari alla definizione delle modalità di corretti attingimenti da pozzi o da altre idonee opere di captazione; ciò al fine di evitare pericolosi turbamenti del naturale equilibrio tra acqua dolce di falda ed acqua di mare di invasione continentale [5, 6, 7, 8, 9, 10, 20].

E' bene innanzitutto chiarire che si vuole qui intendere come « acqua dolce », secondo le indicazioni di precedenti trattazioni sulle acque sotterranee in Puglia, non soltanto l'acqua poco dura e chimicamente rispondente ai canoni della potabilità, bensì anche quelle acque, invero costituenti buona parte della falda pugliese che, per avere salinità inferiore a 2 g/l, vengono impiegate largamente per l'irrigazione della totalità delle colture, per gli usi di molte industrie e, in zone sprovviste di fonti migliori, per gli scopi domestici stessi, talvolta miscelate con acque di migliore qualità.

Per le zone più costiere si userà ancora il termine di acque di falda anche quando ci si riferisce ad acque in realtà salmastre per avere acquisiti contenuti salini sui 4 e talvolta anche 5 g/l [7], a seguito dei fenomeni di forte turbolenza presenti in prossimità dell'interfaccia costiera.

Per lo studio in argomento si sono rivelati di grande utilità le perforazioni di « pozzi spia », attestantisi nell'acqua di mare di invasione continentale; in questi è possibile controllare nel tempo gli spostamenti verticali della zona di diffusione e le variazioni di salinità delle acque di falda in relazione ai ravvenamenti pluviali ed agli attingimenti.

In figura 59, rappresentante una sezione geologica schematica orizzontale della Penisola Salentina tracciata in corrispondenza dell'orizzonte marino, è indicata l'ubicazione dei pozzi spia utilizzati per il presente lavoro; inoltre in figura 60 sono riportate le stratigrafie e le sistemazioni relative ai medesimi.

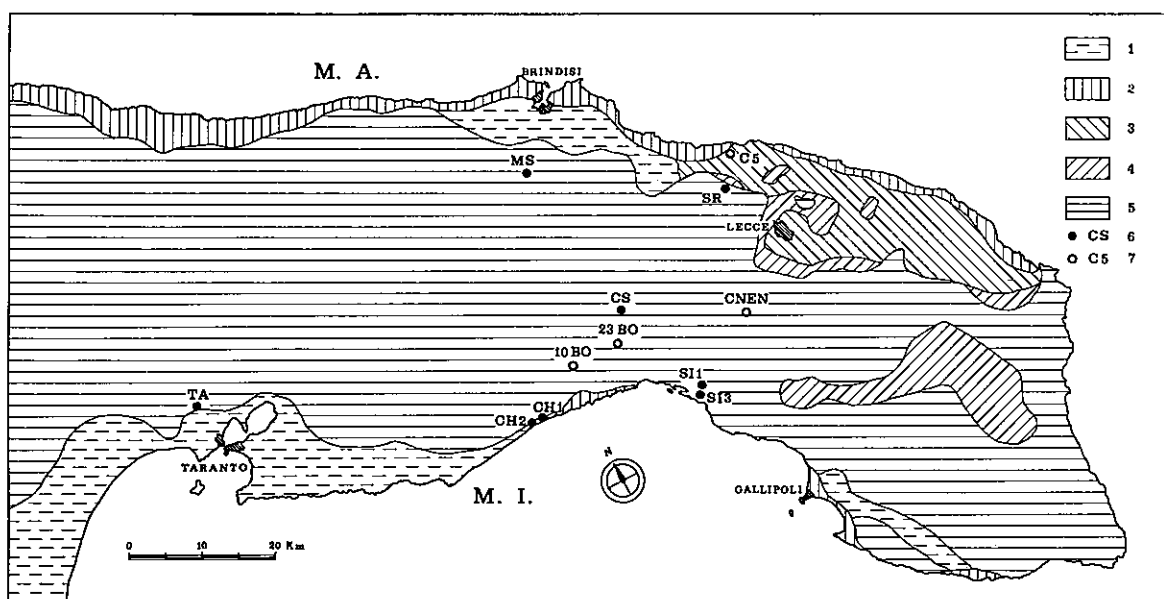


Fig. 59 — Ubicazione dei pozzi spia. Per la legenda geologica v. fig. 50.

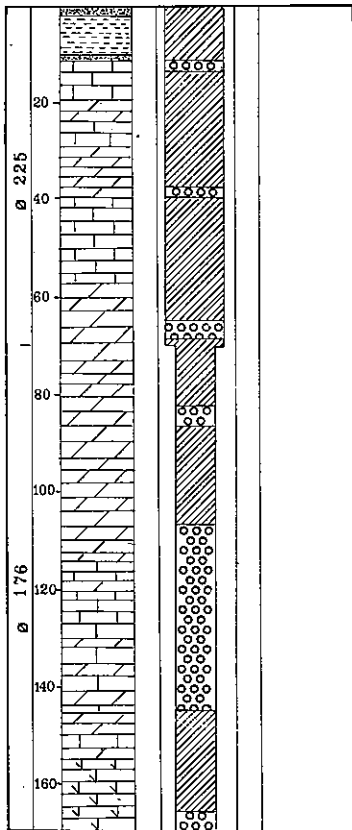
5.4.2. Stratificazione salina delle acque di falda

Il contenuto salino delle acque della falda profonda, misurato alla superficie freatica o piezometrica, varia in funzione della distanza dalla costa. I maggiori contenuti salini, riscontrati in prossimità del mare, si aggirano sui $3 \div 4$ g/l anche quando la falda ha spessori considerevoli per la presenza di coperture impermeabili che la mantengono in pressione (come per esempio nella zona della sorgente Chidro). Nella parte centrale della Penisola Salentina, la falda presenta alla superficie freatica dei contenuti sufficientemente bassi, sull'ordine di 0,3 g/l, che aumentano progressivamente con la profondità sino a giungere a circa 3 g/l al tetto della zona di diffusione.

SONDAGGIO CH1

quota p.c. m 1,125 s.l.m.

diam.	Prof. m	stratigrafia	rivestimento	γ -log 10^2 cps
-------	---------	--------------	--------------	-----------------------------



SONDAGGIO CH2

quota p.c. m 7423 s.l.m.

diam.	Prof. m	stratigrafia	rivestimento	γ -log 10 cps
-------	---------	--------------	--------------	-------------------------

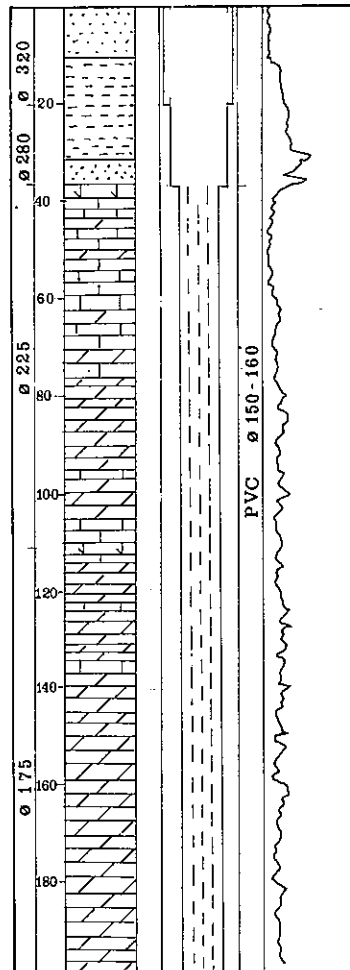


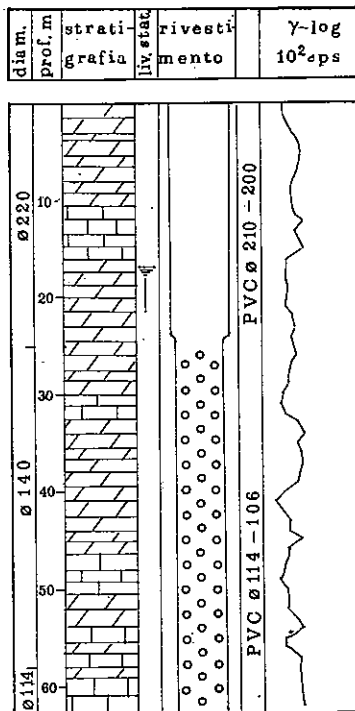
Fig. 60 — Stratigrafie e sistemazione dei pozzi spia ubicati in figura 59 (L'ubicazione è riportata in figura 59).

Studi condotti sulla composizione chimica delle acque di pioggia alimentanti la falda (acqua di alimentazione, v. capitolo 6) hanno messo in evidenza che la loro concentrazione salina, funzione della distanza dal mare e della quota sul livello mare della superficie topografica, può variare da un minimo di 0,06 ad un massimo di 0,6 g/l; si vede pertanto come i più alti contenuti salini delle acque di falda siano dovuti in massima parte all'influenza dell'acqua di mare di invasione continentale.

In figura 61 sono rappresentati gli andamenti della salinità con la profondità nei pozzi spia. Allo scopo di eliminare l'influenza delle variazioni di livello della falda (causati da afflussi pluviali, da efflussi a mare, da attingimenti, dall'effetto diretto o indiretto della pressione atmosferica oppure, per le zone più costiere, dalle oscillazioni periodiche ed aperiodiche del livello del mare) sui valori delle profondità alle quali

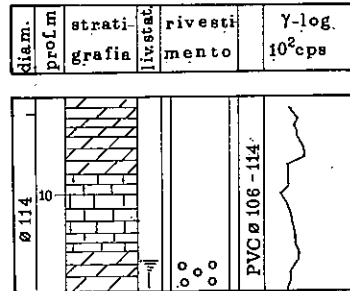
SONDAGGIO SI-1

quota p.c. m 16,946 s.l.m.



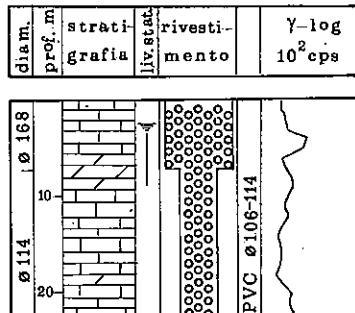
SONDAGGIO SI-2

quota p.c. m 17,177 s.l.m.



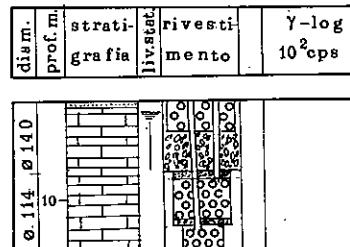
SONDAGGIO SI-3

quota p.c. m 5,488 s.l.m.



SONDAGGIO SI-4

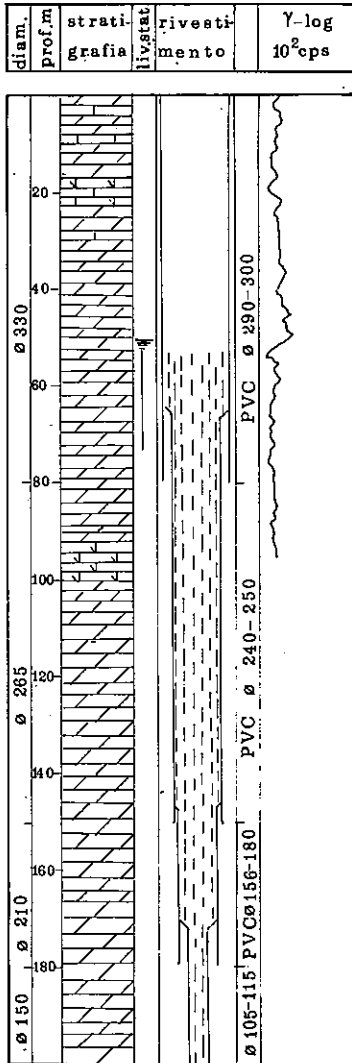
quota p.c. m 1,073 s.l.m.



Segue fig. 60

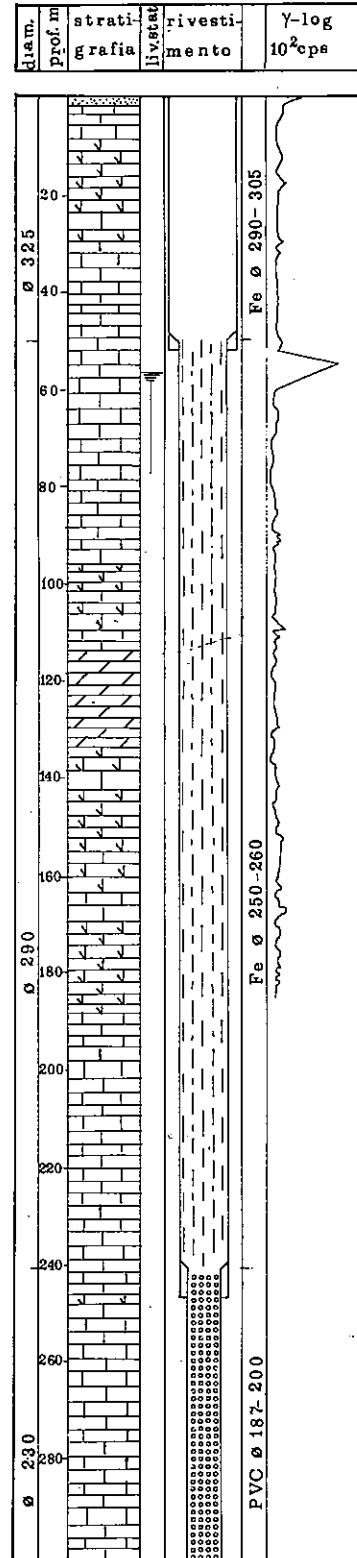
SONDAGGIO CS

quota p.c. m 52,733 s.l.m.



SONDAGGIO TA

quota p.c. m 61,259 s.l.m.



Segue fig. 60

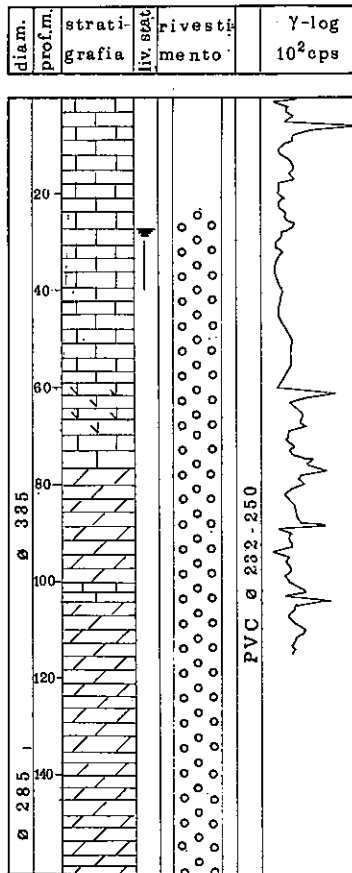
riferire le misure di salinità, si considera come zero della scala delle profondità il livello freatico (o piezometrico) della falda nel pozzo al tempo delle misure.

Come appare dai diagrammi di figura 61, tutti i pozzi presentano una colonna di acqua a contenuto salino pressoché costante dal tetto della falda fino al tetto della zona di diffusione, essendo quest'ultima caratterizzata da un aumento rapido della salinità con la profondità.

Analogamente, dai carotaggi termici eseguiti in concomitanza con le misure di resistività, si è constatato che la zona di diffusione è caratterizzata da un più o meno marcato aumento della temperatura delle acque con la profondità. Ciò dimostra la esistenza di un disequilibrio termico tra le acque di falda, generalmente mobili, e l'acquifero, a differenza di quanto avviene per le acque di mare di invasione continentale, praticamente ferme.

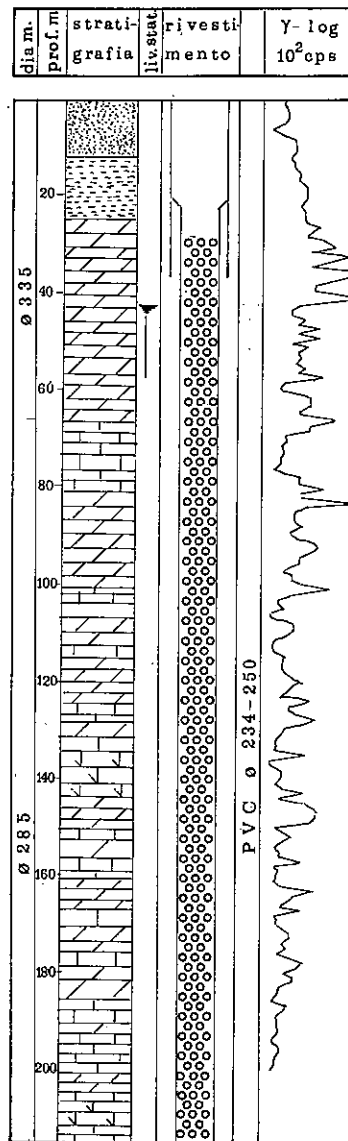
SONDAGGIO SR

quota p.c. m 29,102 s.l.m.



SONDAGGIO MS

quota p.c. m 44,360 s.l.m.



Segue fig. 60

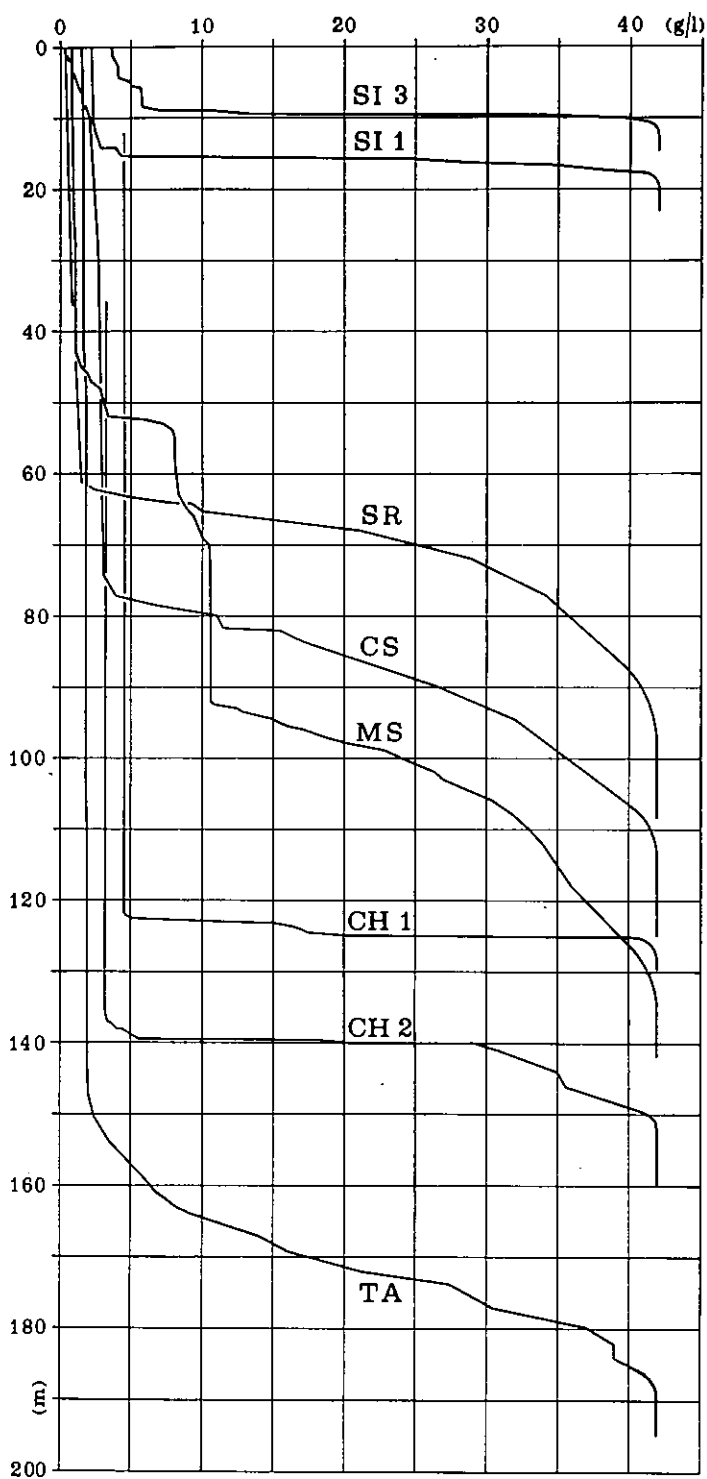


Fig. 61 -- Andamento medio delle salinità (g/l) con le profondità (m), riferite al livello freatico (o piezometrico), nei « pozzi spia » ubicati in figura 59.

Dall'esame dei diagrammi di figura 61 appare inoltre netta la relazione esistente tra lo spessore della zona di diffusione e la distanza dal mare; nei « pozzi spia » perforati in prossimità della costa si osserva un brusco passaggio dalle acque di falda alla sottostante acqua di mare; lo spessore della zona di diffusione è, in tal caso, contenuto in pochi metri, sia che il deflusso a mare delle acque sotterranee avvenga liberamente (pozzi SI 1 e SI 2) o che sia sbarrato da terreni impermeabili (pozzi CH 1 e CH 2); al contrario, nei « pozzi spia » perforati nell'entroterra il passaggio tra le acque di falda e la sottostante acqua di mare avviene gradualmente e lo spessore della zona di diffusione assume valori dell'ordine di alcune decine di metri (pozzi CS, MS e SR).

E' interessante notare che il rapporto tra la profondità h dell'interfaccia rispetto al livello mare e l'altezza t della superficie freatica sul livello mare, che per la legge di Ghyben-Herzberg risulterebbe pari a 33 (assumendo la densità dell'acqua di falda $d_f = 1,00$ e quella dell'acqua di mare $d_m = 1,03$), risulta invece compreso tra un minimo di 37 (SI 1) ed un massimo di 54 (SI 3) se si considera il tetto della zona di diffusione, mentre, considerando il letto di quest'ultima, risulta compreso tra 42 (CH 1) e 88 (SI 3).

5.4.3. Movimenti verticali della zona di diffusione e variazioni del suo spessore nel tempo in relazione agli afflussi pluviali

Gli studi condotti sulle oscillazioni del livello statico nei pozzi interessanti la falda profonda della Penisola Salentina hanno mostrato che la misura di tali oscillazioni non è idonea alla stima dell'entità dei ravvenamenti e dei deflussi della falda, in quanto le oscillazioni dei livelli della falda causate dall'effetto diretto e indiretto delle variazioni di pressione atmosferica e dalle oscillazioni periodiche ed aperiodiche del livello mare mascherano quelle propriamente dovute a ravvenamenti e deflussi e, in secondo luogo, perché la falda risente di tali eventi non soltanto come oscillazioni d'interfaccia. In altre parole, ciò che dà l'ordine di grandezza dei ravvenamenti e deflussi è la variazione nel tempo dello spessore della falda valutato dal suo livello freatico o piezometrico al tetto della zona di diffusione.

In figura 62 è riportato l'andamento del tetto della zona di diffusione nei pozzi spia dal settembre 1968 all'ottobre 1970. In tali rilievi non sono stati considerati né il pozzo MS (Mesagne), in quanto sino a tutto il 1970 la colonna idrica risentiva degli effetti della perforazione, né il pozzo TA (Taranto) in quanto appena ultimato.

Dal confronto dei diagrammi relativi ai diversi pozzi spia, appare che anche fra ampiezza di oscillazioni e distanza dalla costa esiste una relazione, nel senso che le maggiori oscillazioni sono riscontrate nelle zone più distanti dalla costa.

Se si considerano gli istogrammi ottenuti come media delle precipitazioni mensili su undici stazioni della Penisola Salentina, opportunamente scelte per ben rappresentare il fenomeno nella zona di più particolare interesse, appare evidente la relazione tra le alternanze di periodi piovosi a periodi più secchi e le oscillazioni della interfaccia. A volte tra gli apporti pluviali di una certa consistenza ed il conseguente abbassarsi del tetto della zona di diffusione si è verificato un ritardo valutabile in circa 3 mesi.

In concomitanza con i movimenti verticali nel tempo del tetto della zona di diffusione non si registrano spostamenti di eguale ampiezza per tutto il corpo della zona di diffusione. In figura 63 sono rappresentati, per i diversi pozzi spia, compresi il pozzo MS (Mesagne) e il pozzo TA (Taranto), gli spostamenti verticali nel tempo subiti da alcuni punti dell'interfaccia, osservati dall'ottobre 1970 al marzo 1972 con frequenza media trimestrale. Sono inoltre riportati gli istogrammi relativi al medesimo periodo come media delle piogge di undici stazioni pluviografiche del Servizio Idrografico.

Al di sopra del valore superiore rappresentato in ciascun diagramma, l'acqua della colonna idrica del pozzo mantiene pressoché costante e prossimo al valore indicato il proprio contenuto salino.

Da tale rappresentazione appare innanzitutto evidente che le oscillazioni del letto della zona di diffusione sono di gran lunga superiori a quelle del tetto. Ciò porta come conseguenza il dilatarsi e il contrarsi della zona di diffusione.

Si noti comunque — ed è importante sottolinearlo — che almeno nei pozzi entroterra la variazione del livello statico è contenuta in pochi centimetri, mentre si osserva che le variazioni del tetto e maggiormente quindi quelle del letto sono dell'ordine del metro; è pertanto evidente che alimentazione e svuotamento sono risentiti dalla falda soprattutto come variazione di quota e di spessore dell'interfaccia.

E' altresì interessante notare che generalmente nei pozzi dell'entroterra, con l'eccezione del pozzo MS, il tratto di interfaccia compreso tra i 30 e i 40 g/l è più ampio dei tratti compresi tra il tetto ed i 10 g/l, tra i 10 ed i 20 g/l e tra i 20 ed i 30 g/l. Tale situazione si verifica ancora in un pozzo costiero, CH2, con falda in pressione; per contro nel pozzo CH 1 tale fenomeno appare meno marcato, dato il limitato spessore della zona di diffusione e la presenza nelle immediate vicinanze della sorgente Chidro, drenante, come visto, acque della falda profonda.

Osservando il valore del carico idraulico della falda, in ciascun pozzo e nei diversi periodi, dato dalla quota del livello statico, si osserva che, almeno nelle zone più interne della penisola (ov'è molto minore, anzi praticamente trascurabile, l'influenza delle oscillazioni del livello mare sui livelli della falda), aumenti di carico pro-

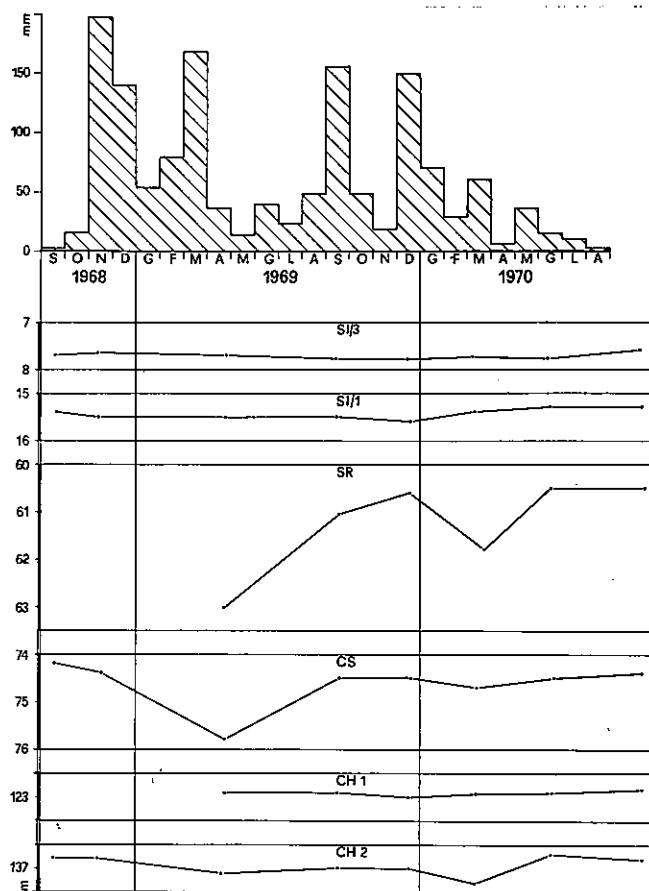


Fig. 62 — Oscillazione del tetto della zona di diffusione a partire dal settembre 1968. Le profondità (m) sono riferite al livello freatico (o piezometrico). In alto sono indicati i totali mensili (mm) di pioggia. A fianco di ciascun diagramma è indicata la sigla del pozzo (planimetria di fig. 59).

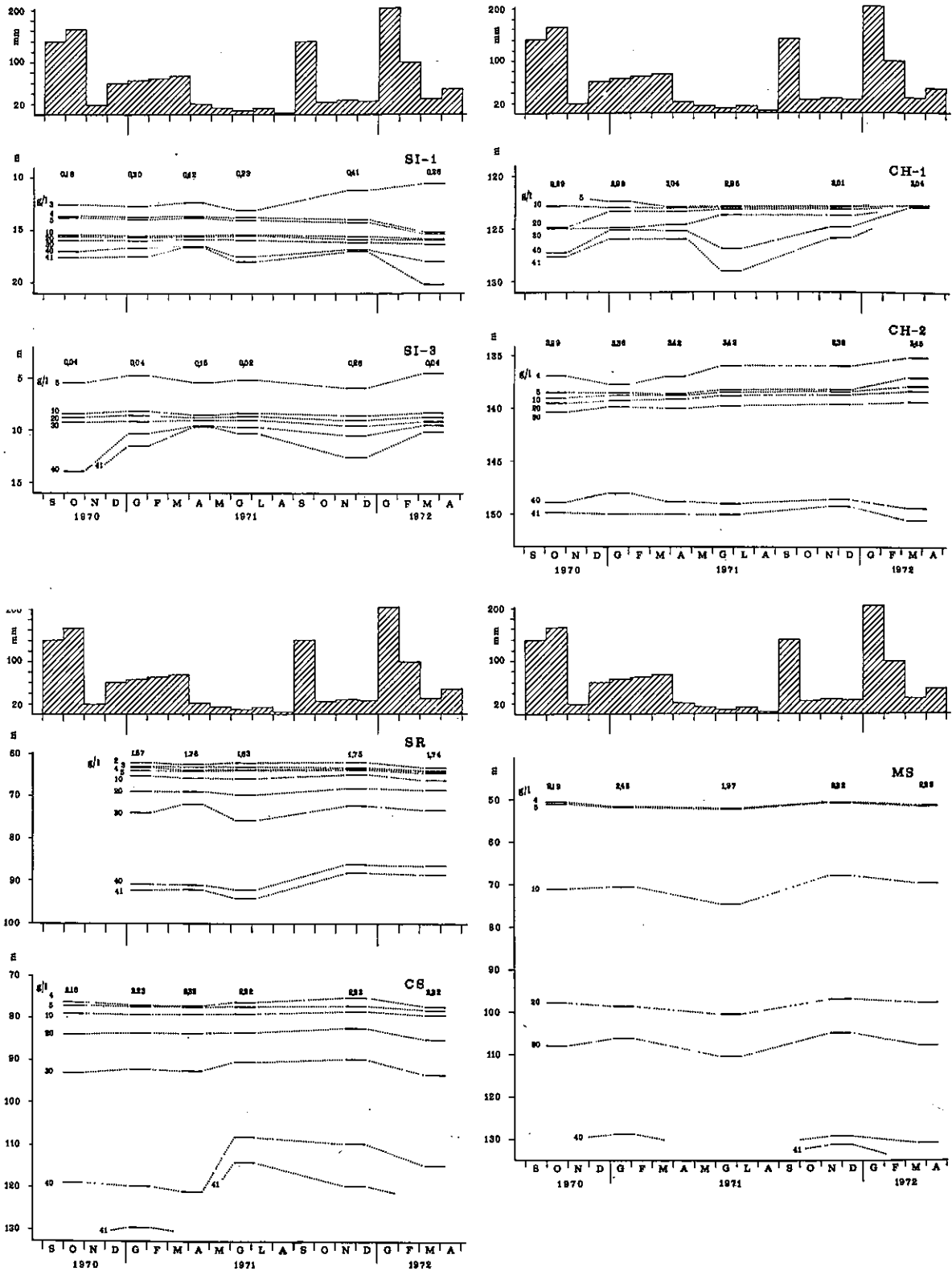


Fig. 63 — Andamento nel tempo della zona di diffusione nei pozzi spia ubicati in fig. 59; le profondità (m) sono riferite al livello statico. Il centro del tratto continuo coincide col giorno del rilievo. In alto sono indicati i totali mensili (mm) di pioggia.

ducono contrazioni della zona di diffusione, e viceversa, diminuzioni del carico inducono dilatazioni.

Ciò sembra avvenire ugualmente nei pozzi più vicini alla costa; si deve però tener conto della più marcata influenza che le oscillazioni del livello mare hanno sui livelli della falda, sulla distribuzione del contenuto salino con la profondità e sulle quote della zona di diffusione.

Dalla correlazione con la pluviometria si constata che la zona di diffusione non risente di piogge intense, se queste sono concentrate in periodi limitati. Al contrario lunghi periodi piovosi sembrano venire risentiti con sfasamenti di circa tre mesi.

La zona di diffusione dei pozzi costieri SI 1 e SI 3 presenta gli stessi fenomeni descritti sopra; si è però constatato che le oscillazioni del livello mare provocano variazioni rapide della salinità.

Al riguardo, in figura 63 sono riportate le registrazioni salinometriche eseguite in punti fissi nel pozzo SI 1. Tre salinometri collegati ad un registratore venivano posti rispettivamente a m 29,50, 31,75 e 32,75 dal bocca-pozzo, ossia in tre punti della zona di diffusione; contemporaneamente funzionava sul medesimo pozzo un apparecchio idrometrografico e si provvedeva parimenti a registrare l'andamento delle maree nello specchio di mare prospiciente la zona del pozzo.

Come si osserva nella figura 64, alle oscillazioni del livello del mare, cui corrispondono nel pozzo SI 1 oscillazioni di livello attenuate, fanno riscontro delle oscillazioni della salinità ai tre punti considerati, di ampiezze crescenti dall'alto verso il basso. Generalmente tali oscillazioni, almeno nelle grandi linee, sono sincrone con le variazioni del livello mare.

D'altro canto, altre osservazioni basate sulla misura della velocità di filtrazione e sul contenuto in isotopi naturali hanno messo in evidenza nella zona di S. Isidoro una circolazione sotterranea dell'acqua di mare di invasione continentale, che interessa una limitata fascia costiera, con modalità tutt'ora da chiarire; in particolare i dati relativi all'età dell'acqua di mare presente nei pozzi mostrano che questa è coeva con l'acqua del mare Jonio.

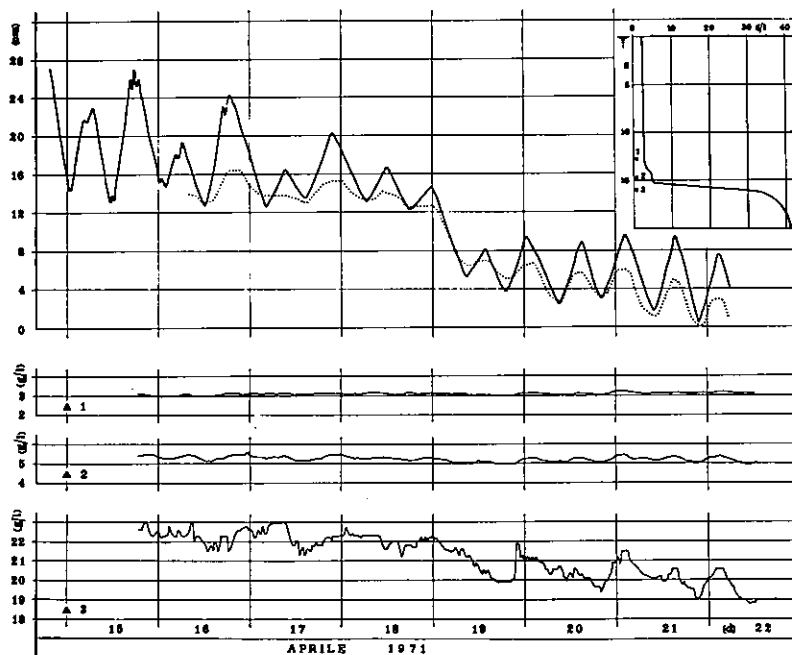


Fig. 64 — Correlazioni tra oscillazioni (cm) del mare Ionio e della falda (diagramma superiore: il mare è indicato a tratto continuo, la falda con tratto punteggiato) e le variazioni di salinità (g/l) registrate in tre punti fissi della colonna idrica nel sondaggio SI 1 (indicati col triangolo nel diagramma in alto a destra).

Bibliografia.

- [1] BAER M.: « The Influence of Sea Level Fluctuations on the Piezometric Groundwater in a Confined Coastal Aquifer ». *State of Israel, Hydrological Service, Hydrological Paper n. 10*, (1964).
- [2] CARSLAW H.S., JAEGER J.C.: « Conduction of heat in solids ». *Clarendon Press, Oxford*, (1967).
- [3] CASTANY G.: « Traité pratique des eaux souterraines ». *Dunod, Parigi*, (1967).
- [4] COOPER H.H.: « A hypothesis concerning the dynamic balance of fresh water and salt water in a coastal aquifer ». *J. Geophys. Research, vol. LXIV n. 4*, (1959).
- [5] COTECCHIA V.: « Influenza dell'acqua marina sulle falde acquifere in zone costiere, con particolare riferimento alle ricerche d'acqua sotterranee in Puglia ». *Geotecnica, n. 2, n. 3*, (1955).
- [6] COTECCHIA V.: « Sullo stato delle conoscenze del fenomeno dell'influenza marina sulle falde acquifere ». *Atti del « Convegno sul problema delle acque in Italia », organizzato dalla FAST*, (1955).
- [7] COTECCHIA V.: « Sulle caratteristiche delle sorgenti e sulle modalità di rinvenimento della falda profonda nella Penisola Salentina in rapporto alla struttura dei calcari cretatici della regione ». *Ann. Fac. Univ. Bari, vol. II*, (1955-56).
- [8] COTECCHIA V.: « Sviluppi della teoria di Ghyben ed Herzberg nello studio idrogeologico dell'alimentazione e dell'impiego delle falde acquifere, con riferimento a quella profonda delle Murge e del Salento ». *Geotecnica, a. 5, n. 6*, (1958).
- [9] COTECCHIA V.: « Geohydrological aspects of the cretaceous limestone aquifer in Apulia, and their bearing on the practical avoidance of sea water contamination in extraction from wells and springs ». *Quad. di Geof. App. 24*, (1963).
- [10] COTECCHIA V., MAGRI G.: « Idrogeologia del Gargano ». *Geol. Appl. e Idrogeol.*, vol. I, Bari, (1966).
- [11] DEGALLIER R.: « Contact eau douce-eau salée ». *Chronique d'Hydrogéologie, n. 1*, (1963).
- [12] FERRIS J.G.: « Cyclic fluctuations of water level as a basis for determining aquifer transmissibility ». *A. I. H. S., publ. n. 33*, (1951).
- [13] GARNIER J.C., CLARION C.: « Transmission des ondes de crue du Verdon à travers le Massif d'Appui rive droite du futur barrage de Sainte-Croix ». *La Houille Blanche, vol. I*, (1967).
- [14] JACOB C.E.: « Engineering Hydraulics ». *Proceedings of the Fourth Hydraulics Conference, Iowa Institute of Hydraulic Research, (June 12-14-1949); J. Wiley & Sons, Inc.*
- [15] JACOB C.E.: « Flow of ground water, in Engineering hydraulics ». *New York, John Wiley and Sons*, (1950).
- [16] LEPSCHY A., RUBERTI A.: « Lezioni di controlli automatici ». *Ed. Siderea, Roma*, (1967).
- [17] MICHE R.: « Recherches théoriques sur les écoulements de filtration non permanents ». *L'Hydraulique Souterraine C.R. des Sixième Journées de l'Hydraulique. La Houille Blanche, 1*, (1960).
- [18] MONGELLI F., REINA C.: « Primi studi idrogeologici e geofisici per la determinazione indiretta della velocità di filtrazione delle acque sotterranee nei calcari del Cretacico pugliese ». *Boll. di Geofisica Teorica ed Applicata, 4*, 53-93, (1962).
- [19] MUSKAT M.: « The flow of homogeneous fluids through porous media ». *Mc Graw-Hill Book Co., New York*, (1937).
- [20] ORABONA E., COTECCHIA V.: « La stratificazione alina nelle falde con superfici di fondo rappresentate dall'acqua marina e precisazioni sul comportamento idraulico dei pozzi relativi a siffatte falde ». *Ingegneria Sanitaria, 1*, (1959).
- [21] SCHNEEBELI G.: « Hydraulique souterraine ». *Ed. Eyrolles, Parigi*, (1966).
- [22] SCHOELLER H.: « Les eaux souterraines ». *Paris, Masson & C.*, (1962).
- [23] STERN W., JACOBS M., SCHMORAK S.: « Hydro-geological Investigations in the Southern Coastal Plain of Israel ». *Hydrological Paper, n. 5, Gerusalemme*, (1956).
- [24] THEIS C.V.: « The relation between the lowering of the piezometric surface and the rate and duration of discharge of a well using ground storage ». *T. A. G. U., Nat. Research Council, vol. XVI*, (1935).
- [25] THIRRIOT C., VILLENEUVE J.P.: « Consideration sur la fonction de transfert des milieux poreux limités ». *Intern. Hydr. Symp., Fort Collins*, (1967).
- [26] TODD D.K.: « Ground water hydrology ». *J. Wiley & Sons, New York*, (1959).
- [27] WERNER P.W., NORFEN D.: « Progressive waves in non artesian aquifer ». *Am. Geophys. Union Trans.*, vol. XXXII, (1951).
- [28] ZORZI L.: « A network of recording ground water table gauging station installed in the Salentina Peninsula (Puglia - southern Italy) for the study of the carsic water ». *I. A. S. H. Symposium Design of Hydrological Networks, Quebec*, 438-443 (1965).

6. Chimismo delle precipitazioni meteoriche e delle acque sotterranee in Puglia

Al fine di meglio caratterizzare chimicamente le acque sotterranee, siano esse superficiali o profonde, sono stati valutati quei fattori capaci di dare contributi salini a dette acque di falda, con particolare riguardo alle precipitazioni meteoriche (liquide + secche) e alla frazione di queste che costituisce l'alimentazione della falda.

Vengono inoltre esaminati i caratteri chimici delle acque delle falde superficiali e di quella profonda.

6.1. Chimismo delle precipitazioni liquide

Per chiarire le cause che sono alla base dell'alimentazione salina della falda idrica sotterranea, è stato fatto uno studio per accertare come il chimismo delle precipitazioni liquide sia influenzato dalla posizione topografica della regione e dai parametri atmosferici.

6.1.1. Considerazioni introduttive

Per gli scopi in parola, sono state prese in considerazione le precipitazioni liquide (periodo 1 maggio 1967 - 30 aprile 1968) in 11 stazioni della rete pluviografica della Sezione Autonoma di Bari del Servizio Idrografico, costituenti essenzialmente due allineamenti, uno nel Gargano-Tavoliere e l'altro nella Penisola Salentina (fig. 65).

Le acque raccolte dai pluviografi durante un mese sono state conservate in recipienti di polietilene, dai quali si è prelevato il campione da analizzare. In totale sono stati così raccolti n. 132 campioni (12 mesi per 11 stazioni). Successivamente si sono effettuate le analisi chimiche dei principali costituenti inorganici: cloruri, solfati, sodio, potassio, magnesio (ioni di origine prevalentemente marina); carbonati, bicarbonati, calcio (ioni di origine prevalentemente continentale).

Si sono così ottenute le composizioni chimiche medie mensili delle piogge di ogni stazione (tab. 4).

Sulla base della piovosità media mensile di ciascuna stazione, si sono quindi calcolate per ogni ione le concentrazioni medie annuali per ogni singola stazione (tab. 4) e le medie mensili di gruppo di stazioni considerate (tab. 5).

Si vuole ora mostrare la variazione del chimismo delle acque di pioggia al variare dell'altitudine, della piovosità, della distanza dal mare e delle stagioni.

6.1.2. Chimismo delle precipitazioni liquide in relazione all'altitudine, alla piovosità, alla distanza dal mare e alle stagioni

La conformazione topografica della regione pugliese è tale per cui all'aumentare della distanza dal mare tende ad aumentare l'altitudine; inoltre ad altitudine mag-

TAB. 4 — Composizioni chimiche e rapporti caratteristici relativi alle acque di pioggia annuali raccolte nelle 11 stazioni di campionamento ubicate in figura 65.

STAZIONI PLUVIOGRAFICHE DI CAMPIONAMENTO	Km	m	TOTALI PIOGGE MAGGIO 67 APRILE 68 mm	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺	K ⁺	Cl ⁻	SO ₄ ⁻⁻	HCO ₃ ⁻	RESIDUO SALINO	Cl ⁻	Cl ⁻	Cl ⁻	Mg ⁺⁺
				meq/l	meq/l	meq/l	meq/l	meq/l	meq/l	meq/l	meq/l	meq/l	mg/l	Na ⁺ + K ⁺	SO ₄ ⁻⁻
1 - VIESTE	0,3	50	388,0	0,615	0,725	0,997	0,057	1,209	0,766	0,438	152,646	1,15	1,58	2,76	1,18
2 - S.CATALDO BONIFICA	0,6	5	428,0	0,270	0,125	0,246	0,025	0,426	0,290	0,356	64,262	1,57	1,47	1,19	0,46
3 - S.PIETRO IN BEVAGNA	1,2	16	387,4	0,470	0,375	0,623	0,026	0,885	0,419	0,467	109,291	1,36	2,11	1,89	0,80
4 - MASSERIA CARDAMI	6,0	40	424,4	0,555	0,233	0,385	0,045	0,567	0,373	0,446	79,722	1,32	1,52	1,27	0,42
5 - MASSERIA MONTERUGA	7,0	92	427,4	0,210	0,183	0,228	0,015	0,360	0,177	0,360	55,432	1,48	2,05	1,00	0,87
6 - BOSCO UMBRA	9,0	754	525,0	0,285	0,075	0,119	0,007	0,289	0,188	0,285	44,651	2,30	1,53	1,12	0,40
7 - NOVOLI	15,0	65	433,0	0,385	0,283	0,299	0,044	0,463	0,289	0,462	78,200	1,35	1,60	1,00	0,73
8 - NOCI	23,0	444	434,0	0,605	0,283	0,256	0,028	0,422	0,207	0,443	74,370	1,49	2,04	0,95	0,47
9 - S.MARCO IN LAMIS	23,0	506	614,4	0,290	0,075	0,091	0,013	0,250	0,182	0,297	45,007	2,40	1,37	0,84	0,26
10 - MINERVINO MURGE	30,5	400	391,3	0,630	0,258	0,208	0,017	0,401	0,270	0,400	72,068	1,78	1,48	1,00	0,41
11 - LUCERA	43,8	254	524,2	0,670	0,167	0,145	0,024	0,303	0,210	0,515	71,921	1,79	1,44	0,59	0,25
Valori medi relativi alle stazioni n.1,2,3,4, situate a distanza inferiore a Km 7 ed a quota inferiore a m 50. (v.Fig.2, curva 1)	2,0	28	400,9	0,477	0,364	0,563	0,038	0,772	0,462	0,427	103,980	1,28	1,67	1,76	0,76
Valori medi relativi alle stazioni n.5,6,7,8,9 e 10 situate a distanza superiore a Km 7 ed a quota superiore a m 50. (v.Fig.2, curva 2)	21,6	370	521,5	0,439	0,189	0,192	0,021	0,355	0,217	0,310	63,582	1,67	1,63	0,91	0,44
Valori medi relativi alle stazioni n.1,2,3,4, 5,7,11 situate a quota inferiore a m 400. (v.Fig.2, curva 3)	10,6	74,5	430,4	0,454	0,299	0,417	0,034	0,602	0,360	0,435	87,353	1,43	1,68	1,39	0,67
Valori medi relativi alle stazioni n.6,8,9,10, situate a quota superiore a m 400. (v.Fig.2, curva 4)	21,4	556	566,3	0,452	0,173	0,168	0,016	0,340	0,212	0,350	59,024	1,99	1,60	0,98	0,38

giore corrisponde in genere una maggiore piovosità. Il fenomeno risulta particolarmente evidente al Gargano [3].

Da quanto sopra appare chiara la difficoltà di discernere l'entità dell'influenza di ogni singolo fattore sul chimismo delle precipitazioni; quindi nelle pagine che seguono si prendono talora in considerazione gli effetti combinati degli anzidetti fattori.

A) Influenza dell'altitudine e della piovosità

In tabella 4 e figura 66, i dati relativi alla composizione chimica media annuale delle acque di pioggia sono considerati in funzione della distanza dal mare, della altitudine e della pluviometria.

Alla fine di individuare l'influenza dell'altitudine, si sono prese in esame le curve n. 2 e n. 4 di figura 66, rappresentanti le composizioni chimiche medie delle acque campionate in due gruppi di stazioni: il primo posto a distanza dal mare superiore a km 7 ed a quota superiore a m 50 (distanza media km 21,6; quota media m 376; piovosità media annua mm 521,5); il secondo gruppo posto a quota superiore a m 400 (distanza media km 21,4; quota media m 556; piovosità media annua mm 566,3). I due gruppi differiscono quindi sostanzialmente solo per l'altitudine (m. 376 contro m 556); gli scostamenti tra le curve rappresentative del chimismo delle acque dei due gruppi sono invece del tutto trascurabili. Tuttavia ciò non avviene quando all'altitudine si associa l'effetto della piovosità. Si prenda ad esempio in considerazione la stazione di Bosco Umbra, situata alla quota più elevata (m 754) e con maggior piovosità annua (mm 825). In tal caso la concentrazione salina (44,6 mg/l) è decisamente inferiore a quella dei due gruppi di stazioni sopra considerate (in media 61 mg/l) no-

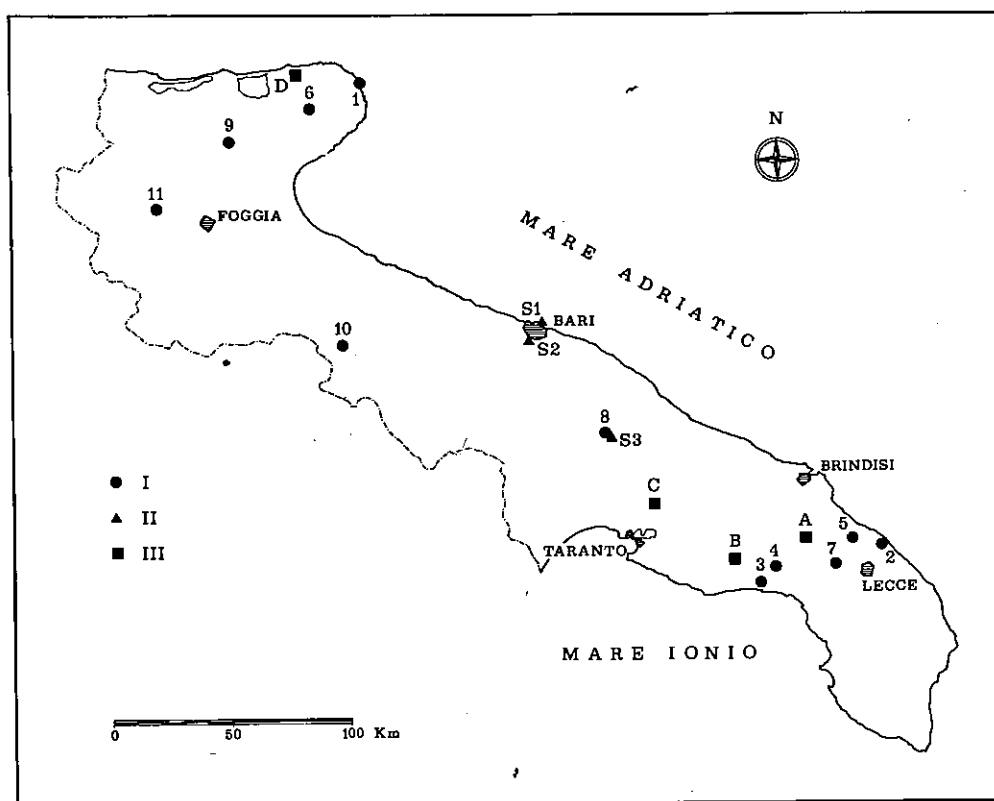


Fig. 65 — Ubicazione delle stazioni pluviografiche di campionamento (I) (1: Vieste; 2: S. Cataldo Bonifica; 3: S. Pietro in Bevagna; 4: Masseria Cardami; 5: Masseria Monteruga; 6: Bosco Umbra; 7: Novoli; 8: Noci; 9: S. Marco in Lamis; 10: Mi nervino Murge; 11: Lucera), delle sorgenti (II) (A: Montalieri; B: Plinio; C: Tre Fontane; D: Canneto) e delle stazioni di campionamento per le precipitazioni secche (III) (S1: Bari S.I.; S2: Bari Lab.; S3: Noci).

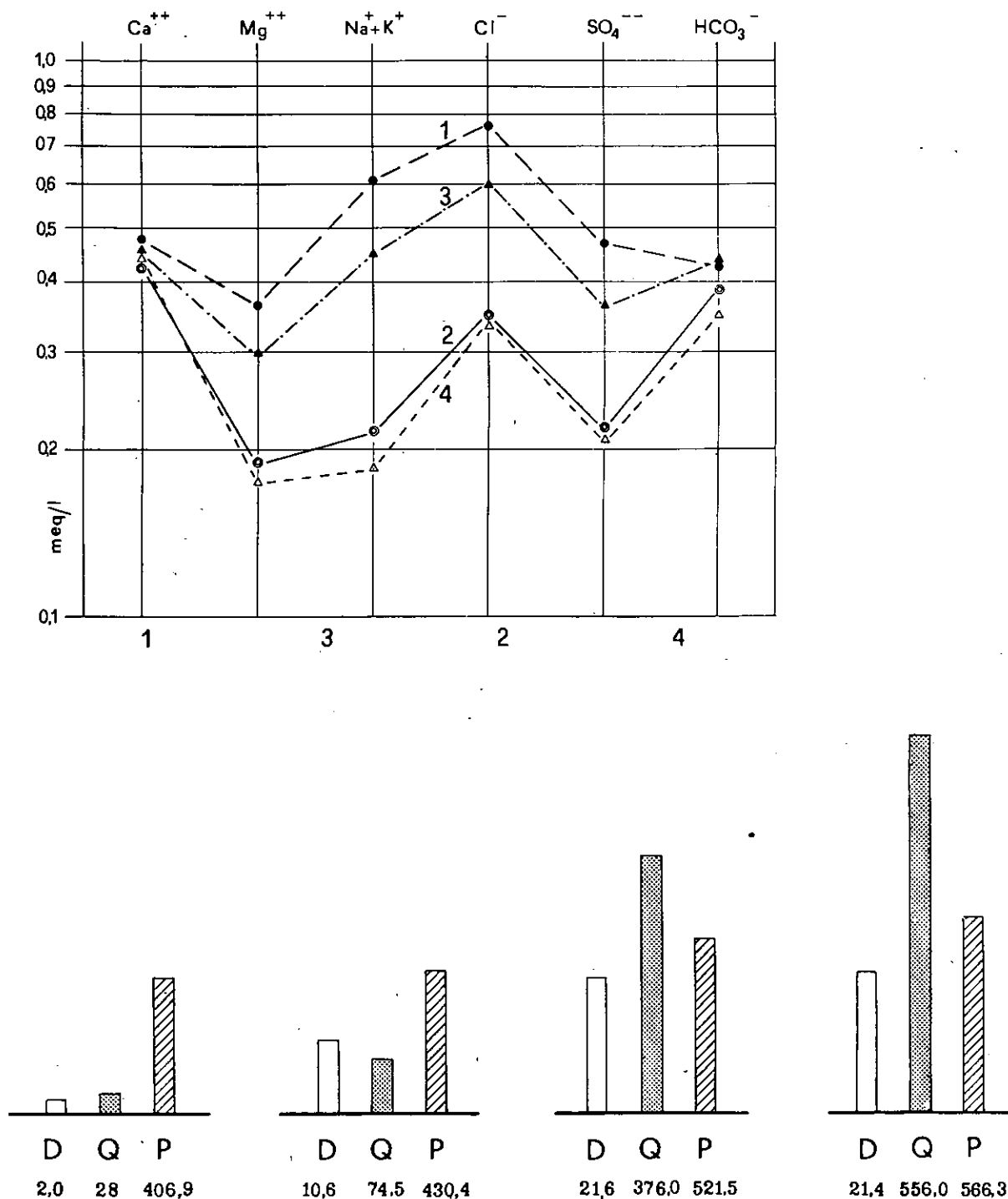


Fig. 66 — Diagramma semilogaritmico rappresentante le composizioni chimiche medie delle acque di pioggia annuali relative alle stazioni di campionamento poste a distanza inferiore a km 7 dal mare (curva n. 1), superiore a km 7 (curva n. 2), a quota inferiore a m 400 (curva n. 3) e superiore a m 400 (curva n. 4). Gli istogrammi rappresentano le medie delle distanze dal mare (D, km), delle quote (Q, m) e delle piovosità (P, mm) relative ai gruppi di stazioni di cui alle quattro curve.

nostante la minore distanza dalla costa che, come si vedrà, avrebbe dovuto comportare invece una maggiore concentrazione salina.

B) *Influenza della distanza dal mare*

Questa appare nettamente sia sulla concentrazione salina che sulla composizione chimica delle acque di pioggia. La concentrazione salina diminuisce progressivamente all'aumentare delle distanze (tab. 4): mg/l 104 a distanza media di km 2,0 dal mare; mg/l 87 a km 10,6; mg/l 59-64 a km 21,4 - 21,6.

L'influenza della distanza sulla composizione chimica risulta dal diagramma di figura 66: le acque delle stazioni più vicine al mare (in media km 2, curva 1), presentano, rispetto a quelle situate più lontane (in media km 21,5, curve 2 e 4), contenuti in Mg^{++} , Na^+ , K^+ , Cl^- , SO_4^{--} pressoché doppi, mentre il Ca^{++} e l' HCO_3^- si mantengono costanti.

Appare quindi che il primo gruppo di ioni è in linea generale di origine sostanzialmente marina; risulta invece evidente l'apporto di ioni Ca^{++} e HCO_3^- sul continente, probabilmente per dissoluzione ad opera della CO_2 su corpi solidi di origine calcarea presenti nell'atmosfera, se si considera che il loro contenuto non diminuisce, come invece la concentrazione salina totale, con la distanza. Ne risulta quindi che mentre nelle stazioni costiere il tenore medio in $Ca^{++} + HCO_3^-$ è del 29%, nelle stazioni più lontane è invece del 46% circa.

Quanto sopra è confermato dai valori assunti dal rapporto caratteristico Cl^-/HCO_3^- (tab. 4) con la distanza.

Analogamente, mentre il diagramma della composizione media delle acque di pioggia delle stazioni costiere tende a presentare un andamento simile a quello delle acque di falda contaminate dal mare, il diagramma delle acque delle stazioni più lontane presenta invece un andamento analogo a quello delle rare sorgenti pugliesi alimentate da falde superficiali, chiaramente non inquinate dall'invasione marina ed alimentate esclusivamente dalle precipitazioni meteoriche.

Anche il rapporto caratteristico $Cl^-/(Na^+ + K^+)$ (tab. 4) evidenzia l'influenza della distanza dal mare sulle acque meteoriche.

I valori del rapporto caratteristico Cl^-/SO_4^{--} non variano praticamente con la distanza, ma si discostano invece notevolmente da quelli dell'acqua di mare e delle acque di falda contaminate dal mare: $1,60 \div 1,68$ contro $9 \div 11$ per l'acqua marina d'invasione continentale; per tale ragione detto rapporto risulta utile per riconoscere se le acque di falda sono o meno inquinate da quelle marine.

Significativo è infine il rapporto caratteristico Mg^{++}/Ca^{++} , i cui valori assoluti (0,36 per le stazioni più lontane e 0,75 per quelle più vicine) sono di gran lunga superiori a quello delle rocce carbonatiche ($0,005 \div 0,15$) ed inferiori a quello dell'acqua di mare (intorno a 5,45). Quanto sopra sta a significare che il mare è la principale fonte di alimentazione dello ione Mg^{++} nelle acque di pioggia.

Inoltre, a parità di distanza, di altitudine e di piovosità, l'esposizione topografica in generale sembra contribuire alla distribuzione del contenuto salino; ad esempio, la stazione di Masseria Cardami, prospiciente il mare Jonio, presenta acque con concentrazioni saline nettamente superiori a quelle di Masseria Monteruga, prospiciente il mare Adriatico.

In definitiva ci si trova di fronte ad acque con due tipi di composizioni saline ben caratterizzate. Infatti nella fascia costiera larga circa 7 km il contenuto va diminuendo e di pari passo cambiano le caratteristiche chimiche. Pur tuttavia anche nell'entroterra gli « ioni marini » non perdono del tutto la loro influenza.

C) *Influenza climatica stagionale*

Appare evidente, considerando le concentrazioni saline e le composizioni chimiche medie mensili delle acque delle n. 11 stazioni pluviografiche, che la concentrazione salina delle acque di pioggia del semestre da novembre ad aprile è sensibilmente

TAB. 5 — Composizioni chimiche relative alle piogge mensili delle stazioni pluviografiche considerate (periodo maggio 1967-aprile 1968).

PERIODO DI CAMPIONAMENTO	MEDIA PIOGGIA MENSILE mm	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺	K ⁺	Cl ⁻	SO ₄ ⁻	HCO ₃ ⁻	RESIDUO SALINO mgr/l	$\frac{Ca^{++}}{HCO_3^-}$
		meq/l	meq/l	meq/l	meq/l	meq/l	meq/l	meq/l		
MAGGIO 1967	7,74	0,735	0,308	0,313	0,046	0,597	0,336	0,544	97,922	1,35
GIUGNO "	37,42	0,440	0,158	0,110	0,028	0,279	0,084	0,318	47,636	1,38
LUGLIO "	57,27	0,445	0,075	0,106	0,018	0,284	0,132	0,307	48,110	1,45
AGOSTO "	22,00	0,595	0,133	0,097	0,029	0,273	0,173	0,428	60,975	1,39
SETTEMBRE "	46,85	0,395	0,108	0,096	0,019	0,245	0,142	0,372	50,360	1,06
OTTOBRE "	23,31	0,600	0,100	0,165	0,022	0,346	0,227	0,508	72,031	1,18
NOVEMBRE "	29,58	0,440	0,150	0,246	0,020	0,332	0,210	0,400	63,319	1,10
DICEMBRE "	117,75	0,390	0,242	0,378	0,020	0,558	0,263	0,421	78,312	0,92
GENNAIO 1968	65,28	0,350	0,475	0,577	0,038	0,797	0,498	0,364	101,883	0,96
FEBBRAIO "	38,76	0,390	0,275	0,346	0,027	0,513	0,306	0,257	68,675	1,51
MARZO "	25,66	0,410	0,400	0,416	0,025	0,622	0,392	0,329	84,557	1,24
APRILE "	8,22	0,755	0,442	0,397	0,048	0,596	0,357	0,466	98,154	1,62
SEMESTRE MAGGIO-OTTOBRE 1967	32,43	0,535	0,147	0,148	0,027	0,337	0,182	0,413	62,839	1,29
SEMESTRE NOVEMBRE 1967-APRILE 1968	47,54	0,456	0,330	0,394	0,029	0,570	0,338	0,373	82,483	1,22

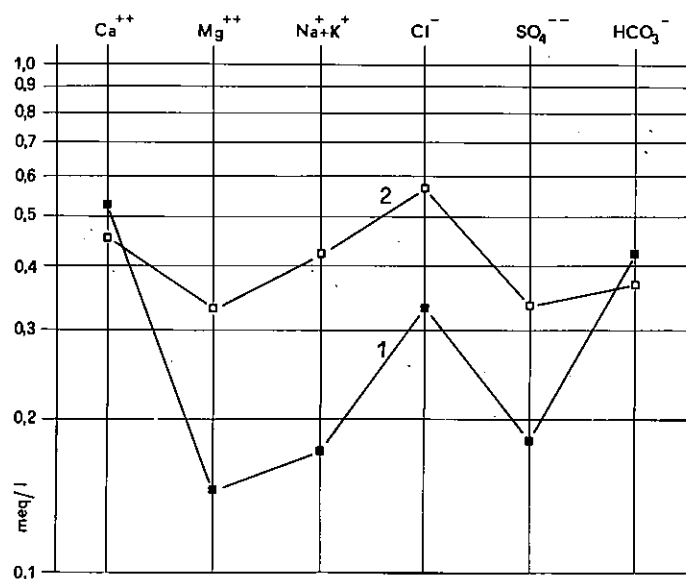


Fig. 67 — Diagramma semilogaritmico rappresentante le composizioni chimiche medie delle acque di pioggia relative ai semestri Maggio 1967-Ottobre 1967 (1) e Novembre 1967-Aprile 1968 (2).

maggiore di quella del semestre maggio-ottobre: mg/l 82,50 contro mg/l 62,80 (tab. 5 e fig. 67).

Per quanto riguarda la composizione chimica, è evidente che, mentre i cosiddetti « ioni marini » mantengono rapporti pressoché costanti nei due semestri, il Ca^{++} e l' HCO_3^- invece si incrementano considerevolmente durante il semestre primaverile-estivo. Basti considerare a questo proposito come la stagione estiva sia caratterizzata da temperature più elevate e di conseguenza da correnti ascensionali sul continente che portano nell'atmosfera notevoli quantità di polveri calcaree; queste, entrando in contatto con aree a bassa pressione e quindi con vapor acqueo più ricco in O_2 , vengono disciolte originando Ca^{++} e HCO_3^- [7].

Da quanto sopra, risulta palese come gli eventi atmosferici e climatici costituiscano un elemento determinante per il chimismo delle acque di pioggia.

6.2. Chimismo delle precipitazioni secche

Allo scopo di approfondire ulteriormente le cause che determinano il chimismo delle acque alimentanti la falda acquifera della Puglia e dopo aver indagato sull'influenza del chimismo delle piogge sulle acque sotterranee pugliesi, è stato condotto uno studio sulla composizione chimica delle polveri atmosferiche che spontaneamente precipitano sul terreno in assenza di pioggia e che indicheremo come « precipitazioni secche ».

In particolare si considera quella frazione di precipitazioni secche che si deposita sul terreno sotto forma di sali solubili in acqua.

6.2.1. Considerazioni introduttive

A tal fine si installavano n. 3 stazioni di campionamento (*Bari S.I., Bari Lab., Noci* ubicate in fig. 65, ove sono indicate, rispettivamente, con le sigle S1, S2 e S3) in corrispondenza di altrettante stazioni della rete pluviografica della Sezione Autonoma di Bari del Servizio Idrografico.

L'ubicazione della stazione di campionamento di Noci, posta a limitata altitudine in una zona aperta e pressoché equidistante dai mari Adriatico e Ionio, può essere considerata rappresentativa della situazione generale dell'entroterra pugliese soggetto alla contemporanea influenza dei due mari.

I campionamenti presi in considerazione riguardano il periodo dal 1° maggio 1969 al 30 aprile 1971.

La raccolta delle precipitazioni secche si effettuava in raccoglitori cilindrici a base conica, aventi altezza di m 1 e sezione di 1000 cm^2 ; ogni 24 ore, alla stessa ora in ogni sezione si campionava lavando per due volte il campionatore con un litro di acqua distillata. In caso di pioggia, si raccoglievano uno o più campioni di acque pluviali secondo la durata e l'intensità del fenomeno; cessato il fenomeno meteorico si attendeva un minimo di 24 ore prima di rieffettuare il campionamento delle precipitazioni secche.

Venivano così raccolti complessivamente, in bottiglie di polietilene, n. 1.276 campioni, dei quali n. 224 di acqua di pioggia e n. 1.052 di precipitazioni secche; su tali campioni si effettuava la determinazione dello ione Cl^- .

Si approntavano quindi n. 72 campioni rappresentanti le medie ponderali mensili

delle precipitazioni secche delle tre stazioni, ossia si prelevava da ciascun campione raccolto un'aliquota proporzionale alla durata di campionamento.

Su tali campioni si effettuavano quindi le analisi chimiche dei principali costituenti inorganici: Mg^{++} , Na^+ , K^+ , Cl^- , SO_4^{--} (ioni prevalentemente di origine marina); Ca^{++} , HCO_3^- (ioni prevalentemente di origine continentale).

Analoghe analisi chimiche venivano inoltre effettuate su n. 12 campioni, rappresentanti la media ponderale semestrale delle acque di pioggia prelevate nelle stazioni prese in esame.

Durante tutto il biennio di campionamento venivano rilevati alle tre stazioni i dati meteorologici (altezza di pioggia, direzione e velocità media oraria del vento, umidità relativa, temperatura e pressione).

Prima di esporre i risultati di cui all'argomento del presente studio, sembra utile anche ricordare, con alcuni brevi cenni, quanto oggi gli esperti ritengono valido circa la costituzione dei così detti *nuclei di condensazione* e la formazione delle nubi stesse.

Nell'atmosfera sono presenti in sospensione corpuscoli, detti « nuclei di condensazione », che permettono la condensazione e la sublimazione del vapor acqueo dando luogo a minuscole « goccioline » che, aggregandosi, provocano la formazione di nubi. Inoltre è stato accertato [6 e relativa bibliografia] che tali nuclei, prescindendo dalla loro natura chimico-fisica, affinché possano prendere parte al processo di formazione delle nubi devono essere igroscopici, e sono questi tipi di nuclei che vengono presi in considerazione nel presente studio. Inoltre, come ampiamente illustrato da vari Autori [4, 6] in generale le nubi tipiche contengono « goccioline » in numero da 10 a 1.000 per cm^3 : questo significa che solo una frazione dei nuclei di condensazione disponibili prende parte alla formazione delle nubi. La restante parte dei nuclei precipita sul terreno sotto forma anidra dopo una permanenza nell'atmosfera; tale permanenza, a parità di ogni altra condizione, prevalentemente dipende dalle dimensioni dei nuclei.

Questi vengono classificati correntemente tenendo conto delle loro dimensioni e subordinatamente della loro composizione chimica:

— *nuclei di Aitken*: sono quelli a più piccole dimensioni ed a più larga diffusione, rappresentando il 90% dell'aerosol atmosferico. In generale sono costituiti da ioni SO_4^{--} , quale risultato di prodotti di combustioni industriali e domestiche, e dalla frazione più leggera dello spray marino;

— *grandi nuclei*: rappresentano circa il 10% dell'aerosol atmosferico; sono costituiti da Cl^- , Na^+ e K^+ , originati dallo spray marino, e da Ca^{++} e HCO_3^- dovuti all'erosione meccanica delle rocce carbonatiche;

— *nuclei giganti*: sono presenti nell'atmosfera in concentrazione assai modesta (0,1%) e generalmente devono la loro origine a processi di coagulazione di particelle a più piccole dimensioni.

Mentre molti Autori concordano nell'indicare come fonte di alimentazione del Cl^- , Na^+ e K^+ il mare e per il Ca^{++} ed HCO_3^- l'erosione delle rocce, gli stessi hanno fornito dati insufficienti sull'origine dello ione Mg^{++} e pareri discordi sulla principale origine dello ione SO_4^{--} , attribuendo quest'ultima chi all'inquinamento urbano-industriale, chi alla frazione più leggera dello spray marino [4, 6 e relativa bibliografia].

6.2.2. Chimismo delle precipitazioni secche in relazione alla distanza dal mare, ai parametri atmosferici ed alle stagioni

Le tre stazioni di campionamento sono state scelte su un unico allineamento, con lo scopo di esaminare con particolare riferimento ai parametri atmosferici sia le modificazioni chimiche dello « spray » marino e dell'« aerosol » nel passaggio dalla costa all'entroterra, che la influenza stagionale.

A) *Influenza della distanza dal mare*

I dati relativi all'influenza della distanza dal mare sul chimismo delle precipitazioni secche sono esposti in tabella 6 ed in figura 68.

Nella fascia costiera, il residuo salino passa da 179,0 mg/m² (Bari S.I. distanza dal mare km 0,04) a 122,4 mg/m² (Bari Lab. distanza dal mare km 2,70) con una perdita in sali del 32% circa, mentre la frazione Na⁺ + Cl⁻ passa da 1,424 meq/m² a 0,480 meq/m² con una perdita del 66%; evidentemente tali ioni, che costituiscono la maggior parte dei grandi nuclei, precipitano sul terreno dopo un brevissimo percorso.

Inoltre, il rapporto caratteristico Cl⁻/(Na⁺ + K⁺), passando dal valore di 1,17 a quello di 1,59, mette in evidenza che la perdita degli ioni Na⁺ + K⁺, probabilmente a causa delle maggiori dimensioni delle loro particelle, è molto più marcata di quella dello ione Cl⁻.

Gli ioni marini Mg⁺⁺ ed SO₄⁻⁻ subiscono un forte calo di concentrazione nei primi 3 km, ciò in quanto parte di questi ioni (frazione contenuta nei nuclei più pesanti) tende a precipitare in prossimità della costa, mentre la restante e più cospicua aliquota, contenuta nei nuclei più piccoli, viene portata in quota molto rapidamente, in parte anche per l'effetto « barriera » della città, per poi precipitare a distanza maggiore.

In particolare lo ione SO₄⁻⁻ presenta una concentrazione di 1,412 meq/m² a Bari S.I. e di 0,979 meq/m² a Bari Lab., mentre a Noci è ben 1,590 meq/m².

Gli ioni di origine continentale, che rimangono praticamente costanti con la distanza dalla costa, assumono peraltro già notevole importanza nella stazione di campionamento Bari Lab., ove costituiscono il 51% del contenuto salino totale.

B) *Influenza dei parametri atmosferici*

Qui viene esaminato per ogni singola stazione il comportamento della concentrazione media semestrale di ciascun ione (tab. 6, fig. 69) in relazione ai parametri atmosferici.

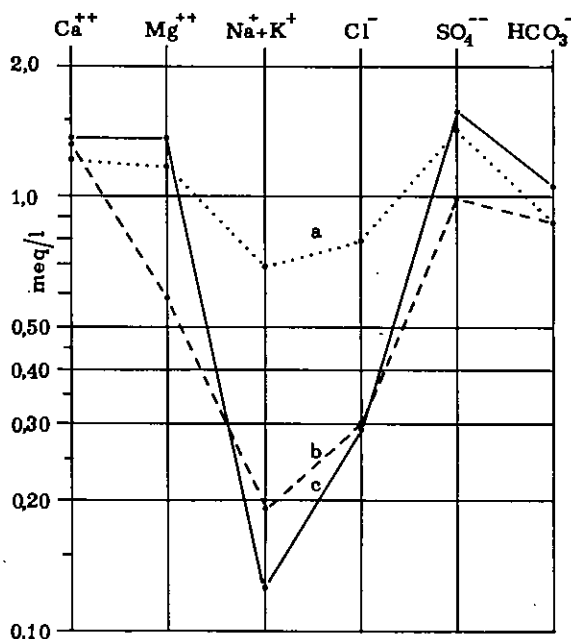


Fig. 68 — Diagramma semilogaritmico rappresentante le composizioni chimiche medie delle precipitazioni secche annuali relative alle tre stazioni di campionamento (a: Bari S.I.; b.: Bari Lab.; c: Noci).

Periodo di Campionamento	Ca ⁺⁺ meq/m ³	Mg ⁺⁺ meq/m ³	Na ⁺ meq/m ³	K ⁺ meq/m ³	Cl ⁻ meq/m ³	SO ₄ ⁻⁻ meq/m ³	HCO ₃ ⁻ meq/m ³	Residuo salino mg/m ³	Cl ⁻ Na ⁺ +K ⁺	Cl ⁻ SO ₄ ⁻⁻	Cl ⁻ HCO ₃ ⁻	Ca ⁺⁺ HCO ₃ ⁻	Mg ⁺⁺ Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺ SO ₄ ⁻⁻
1 - B A R I S. I.														
Semestre Maggio 1969 Ottobre 1969	1,074	0,438	0,312	0,032	0,486	0,550	0,908	113,146	1,41	0,88	0,53	1,18	0,41	0,80
Semestre Novembre 1969 Aprile 1970	1,510	1,690	1,000	0,052	1,294	1,914	1,062	246,118	1,23	0,68	1,22	1,43	1,12	0,88
Semestre Maggio 1970 Ottobre 1970	0,972	0,720	0,260	0,034	0,378	0,854	0,902	117,532	1,28	0,44	0,42	1,08	0,74	0,84
Semestre Novembre 1970 Aprile 1971	1,254	1,888	0,952	0,116	1,014	2,332	0,624	239,288	0,95	0,43	1,63	2,01	1,51	0,81
Media periodo Primaverile-Estivo	1,023	0,579	0,286	0,033	0,432	0,702	0,905	115,339	1,34	0,66	0,47	1,13	0,57	0,82
Media periodo Autunno-Invernale	1,382	1,789	0,976	0,084	1,154	2,123	0,843	242,703	1,09	0,55	1,42	1,72	1,31	0,84
Media periodo Maggio 1969 Aprile 1971	1,202	1,184	0,631	0,058	0,793	1,412	0,874	179,021	1,17	0,56	0,91	1,38	0,98	0,84
2 - B A R I L A B														
Semestre Maggio 1969 Ottobre 1969	1,328	0,250	0,124	0,016	0,256	0,600	0,926	99,302	1,82	0,43	0,28	1,43	0,19	0,42
Semestre Novembre 1969 Aprile 1970	1,258	0,762	0,252	0,024	0,388	1,100	0,782	130,612	1,41	0,35	0,50	1,61	0,61	0,69
Semestre Maggio 1970 Ottobre 1970	1,422	0,432	0,114	0,022	0,250	0,858	1,004	117,770	1,84	0,29	0,25	1,42	0,30	0,50
Semestre Novembre 1970 Aprile 1971	1,234	0,902	0,204	0,018	0,334	1,358	0,778	141,876	1,51	0,25	0,43	1,59	0,73	0,66
Media periodo Primaverile-Estivo	1,375	0,341	0,119	0,019	0,253	0,729	0,965	108,536	1,83	0,36	0,26	1,42	0,24	0,46
Media periodo Autunno-Invernale	1,246	0,832	0,228	0,021	0,361	1,229	0,780	136,224	1,46	0,30	0,46	1,60	0,67	0,67
Media periodo Maggio 1969 Aprile 1971	1,310	0,586	0,173	0,020	0,307	0,979	0,872	122,380	1,59	0,31	0,35	1,50	0,45	0,60
3 - N O C I														
Semestre Maggio 1969 Ottobre 1969	2,118	0,090	0,096	0,018	0,290	0,280	1,910	129,164	2,56	1,04	0,15	1,11	0,04	0,32
Semestre Novembre 1969 Aprile 1970	1,216	1,840	0,138	0,014	0,318	2,104	0,772	186,210	2,11	0,15	0,41	1,57	1,51	0,87
Semestre Maggio 1970 Ottobre 1970	1,238	0,428	0,060	0,018	0,236	0,564	1,100	101,120	3,02	0,42	0,21	1,13	0,35	0,76
Semestre Novembre 1970 Aprile 1971	0,792	3,084	0,154	0,016	0,328	3,414	0,418	245,842	1,94	0,10	0,79	1,90	3,85	0,90
Media periodo Primaverile-Estivo	1,678	0,259	0,078	0,018	0,263	0,422	1,505	115,142	2,79	0,73	0,18	1,12	0,19	0,54
Media periodo Autunno-Invernale	1,004	2,462	0,146	0,015	0,323	2,759	0,595	216,026	2,02	0,12	0,60	1,73	2,68	0,88
Media periodo Maggio 1969 Aprile 1971	1,341	1,360	0,112	0,016	0,293	1,590	1,050	165,584	2,29	0,18	0,28	1,28	1,01	0,85
MEDIE RELATIVE ALLE TRE STAZIONI DI CAMPIONAMENTO														
Periodo Primaverile-Estivo	1,359	0,393	0,161	0,023	0,316	0,618	1,125	113,005	1,99	0,58	0,30	1,22	0,33	0,61
Periodo Autunno-Invernale	1,211	1,694	0,450	0,040	0,613	2,037	0,739	198,324	1,52	0,32	0,83	1,68	1,55	0,80
Media periodo Maggio 1969 Aprile 1971	1,285	1,043	0,305	0,031	0,464	1,327	0,932	155,664	1,75	0,45	0,56	1,45	0,94	0,70

TAB. 6 — Composizioni chimiche medie e rapporti caratteristici relativi alle precipitazioni secche giornaliere campionate nelle tre stazioni meteorologiche.

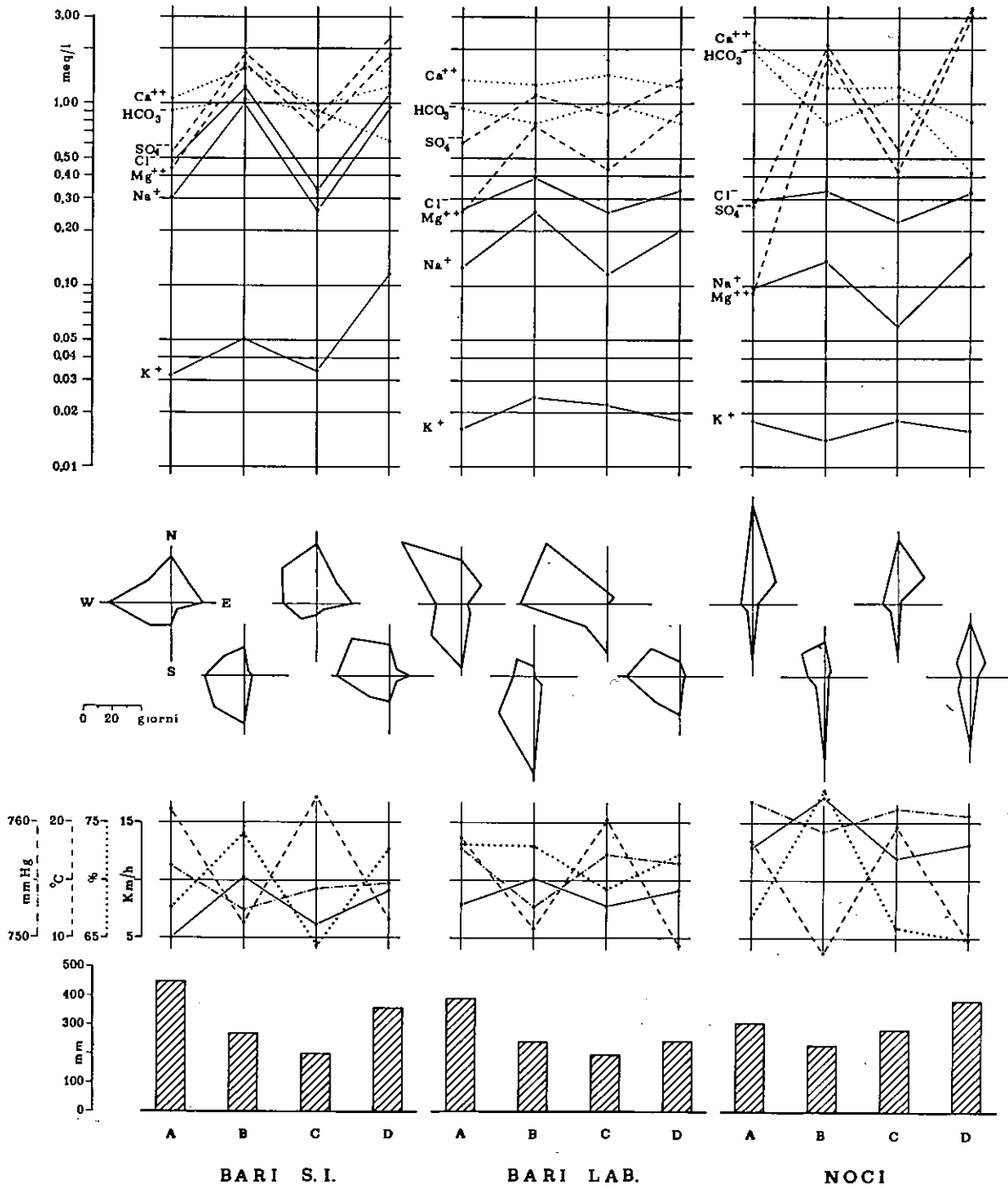


Fig. 69 — Diagrammi rappresentanti le relazioni intercorrenti tra i parametri atmosferici espressi come medie semestrali (altezze di pioggia, mm; pressione atmosferica, mm Hg; temperatura, °C; umidità relativa, %; velocità media del vento, km/h; direzione dei venti) e le concentrazioni ioniche medie semestrali delle precipitazioni secche nel corso del periodo di campionamento: Maggio 1969-Aprile 1971 (A: semestre Maggio 1969-Ottobre 1969; B: semestre Novembre 1969-Aprile 1970; C: semestre Maggio 1970-Ottobre 1970; D: semestre Novembre 1970-Aprile 1971).

Ioni Na⁺, K⁺, Cl⁻. La loro concentrazione nelle due stazioni della fascia costiera risente notevolmente dell'avvicendamento stagionale, con valori maggiori durante i periodi invernali caratterizzati da una più alta velocità dei venti con direzione prevalente NNO. Per contro a Noci si riscontrano variazioni trascurabili.

Per esempio nei tre giorni di campionamento 21, 22, 23 marzo 1970, sono precipitati complessivamente a Bari S.I. 1.023 mg/m² di Cl⁻ e a Bari Lab. 216 mg/m² dello stesso ione con vento di NO a velocità media oraria di 24,6 km/h; alle stazioni di Noci nello stesso periodo si riscontravano soltanto deboli variazioni di concentrazione e generalmente con un ritardo di 24 h, a parità di condizioni meteorologiche. Circostanze analoghe venivano rilevate frequentemente.

Ioni Mg⁺⁺, SO₄⁻⁻. Anche le concentrazioni di tali ioni risultano grandemente influenzate dagli eventi meteorologici; si riscontrano punte massime in periodi a più bassa temperatura e più alta velocità dei venti con determinate direzioni prevalenti. Infatti, considerando le tre stazioni predette, si è osservato che qualora regnino i venti da NNO, ovvero provenienti dal mare Adriatico, le concentrazioni di Mg⁺⁺ ed SO₄⁻⁻ diminuiscono spostandosi da Bari S.I. verso Noci; viceversa, con venti regnanti da S, ovvero provenienti dal mare Ionio, o in assenza di un vento regnante (V. semestre Novembre 1970 - Aprile 1971) diminuiscono da Noci verso Bari S.I.

Poiché le concentrazioni più elevate di questi ioni si riscontrano nei semestri autunno-invernali, si deduce che la loro più cospicua fonte di alimentazione è il mare, come peraltro già indicato nel capitolo precedente ed in altri studi [1].

Ioni Ca⁺⁺, HCO₃⁻. Per questi ioni continentali si riscontra a Bari Lab. e a Noci una relazione tra concentrazioni, temperature ed umidità relativa; è da supporre quindi che, oltre alle note reazioni di abbattimento chimico intercorrenti tra ambiente atmosferico e HCO₃⁻ [2, 7], subentrano anche, come si rileva in Bari S.I., un modesto contributo in Ca⁺⁺ da parte dello « spray » marino.

Nelle stazioni di campionamento più interne, la provenienza del Ca⁺⁺ ed HCO₃⁻ è da ritenersi limitata alla zona di osservazione, a causa delle grandi dimensioni delle polveri calcaree che non permettono una prolungata residenza nell'atmosfera. Inoltre, soltanto una minima parte di queste polveri reagisce con la CO₂ atmosferica e quindi si deposita sulla superficie del terreno sotto forma solubile; la quasi totalità delle polveri portate nell'atmosfera sia dal vento sia da moti ascensionali dovuti alla temperatura, ricadono invece sotto forma insolubile [2].

C) Influenza climatica stagionale

Le precipitazioni secche dei periodi autunno-invernali sono caratterizzate da una concentrazione salina nettamente maggiore (tab. 6) rispetto a quella dei semestri primaverile-estivi; pressoché doppia a Bari S.I., superiore del 20-30% a Bari Lab. e superiore dal 45% al 250% circa a Noci.

La variazione della composizione chimica, in relazione all'avvicendamento stagionale, viene evidenziata dall'esame dei rapporti caratteristici di tabella 6 e dall'esame di figura 70.

Dal confronto delle composizioni chimiche dei periodi autunno-invernali con quelli primaverile-estivi risulta che il rapporto caratteristico Cl⁻/SO₄⁻⁻ presenta un generale e continuo decremento nelle tre stazioni di campionamento dall'inizio alla fine del periodo di osservazione. Mentre le variazioni in Cl⁻ sono cicliche, con valori ricorrenti nei periodi sia invernali che estivi, quelle in SO₄⁻⁻, anch'esse cicliche, mostrano concentrazioni via via crescenti lungo l'arco di tempo del campionamento, probabilmente dovute ad inquinamenti di origine urbana ed industriale. Tale circostanza risulta più evidente in ragione dei maggiori contenuti di SO₄⁻⁻ riscontrati nel secondo anno di campionamento, caratterizzato peraltro da condizioni meteorologiche più clementi.

Per contro il rapporto caratteristico Ca⁺⁺/HCO₃⁻ aumenta in corrispondenza del periodo autunno-invernale, pur riscontrandosi una diversa diminuzione di concentrazione dei due ioni.

La diminuzione dello ione HCO_3^- sempre nel periodo autunno-invernale è evidenziato inoltre dal rapporto $\text{Cl}^-/\text{HCO}_3^-$, che raddoppia o triplica il suo valore rispetto al corrispondente valore primaverile-estivo per il contemporaneo aumento dello ione Cl^- e per la diminuzione dello ione bicarbonatico.

L'esame del rapporto caratteristico $\text{Mg}^{++}/\text{Ca}^{++}$ alle stazioni Bari Lab. e Noci e relativo al periodo primaverile-estivo mostra valori assoluti oscillanti da un minimo di 0,042 ad un massimo di 0,35, valori compresi in quelli medi delle rocce carbonatiche della Puglia (0,005 ÷ 0,15). In tale periodo, poiché l'apporto marino dello ione Mg^{++} è da considerarsi molto ridotto, assume quindi importanza anche il modesto apporto continentale, altrimenti praticamente irrilevante.

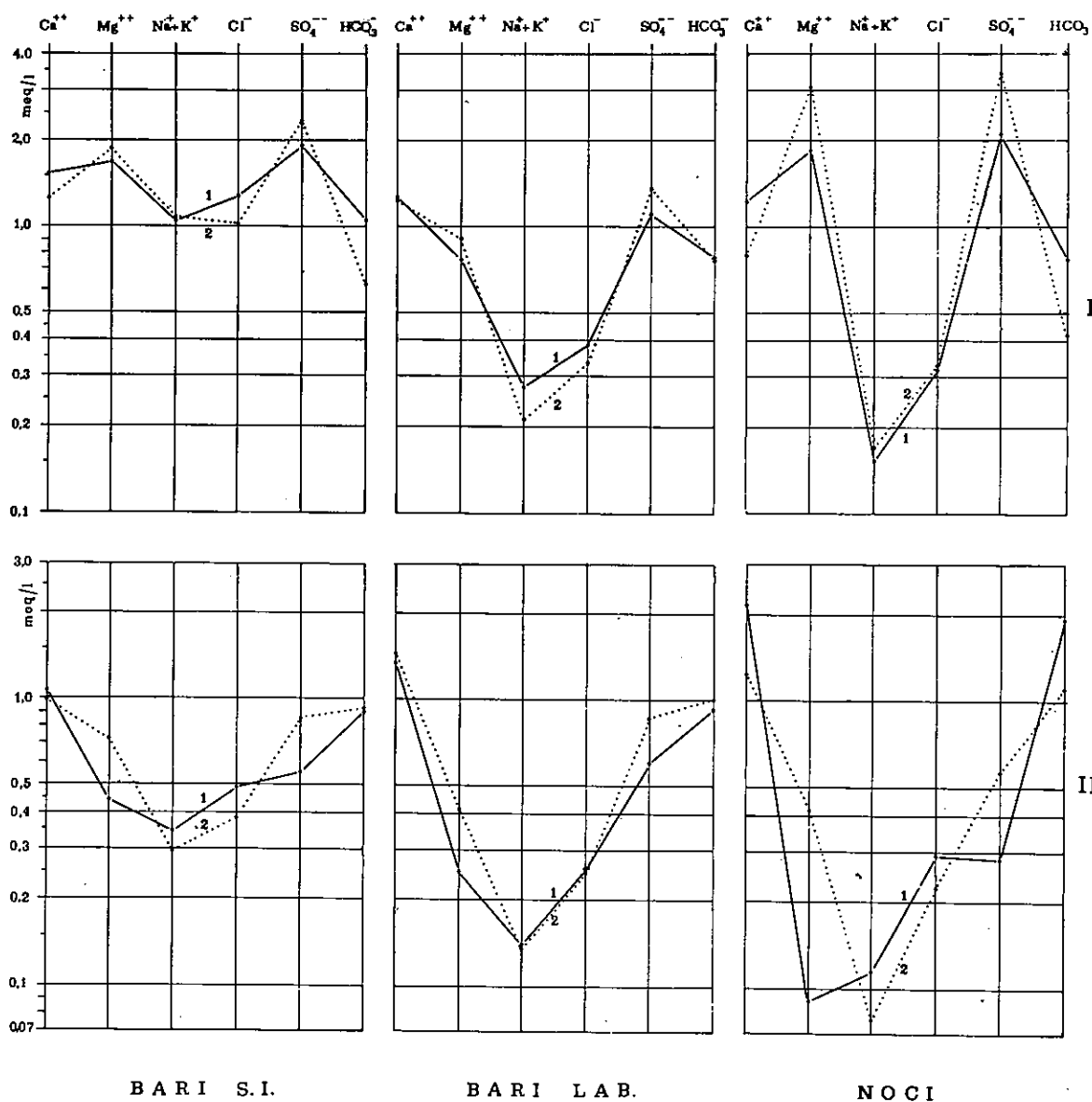


Fig. 70 — Diagrammi semilogaritmici relativi alle tre stazioni di campionamento rappresentanti le composizioni chimiche medie delle precipitazioni secche relative ai semestri Autunno-Invernali (I) e Primaverili-Estivi (II) degli anni di campionamento Maggio 1969-Aprile 1970 (1) e Maggio 1970-Aprile 1971 (2).

Per contro, nel periodo autunno-invernale, a Noci si ha un altissimo valore di questo rapporto, talora superiore a quello dell'acqua di mare (5,45); si deve ritenere dunque che la posizione topografica di Noci, e di riflesso dell'entroterra pugliese, condizioni la concentrazione e la composizione chimica delle precipitazioni secche per l'apporto combinato degli « spray » marini provenienti dai Mari Adriatico ed Ionio.

D) Confronto tra i rapporti delle precipitazioni secche e dell'acqua di mare

I rapporti caratteristici degli ioni marini relativi alle precipitazioni secche (tab. 6) sono nettamente diversi da quelli che si riscontrano nell'acqua di mare [$\text{Cl}^-/(\text{Na}^+ + \text{K}^+) = 1,12$; $\text{Cl}^-/\text{SO}_4^{--} = 9,01$; $\text{Mg}^{++}/\text{Ca}^{++} = 5,45$; $\text{Mg}^{++}/\text{SO}_4^{--} = 1,73$]. Infatti lo « spray » marino, pur contenendo tutti i costituenti maggiori dell'acqua di mare, non ne rispecchia la composizione chimica a causa delle diverse dimensioni delle particelle che lo compongono.

Inoltre il miscelamento nell'atmosfera dello « spray » marino con l'« aerosol » continentale fa sì che le precipitazioni meteoriche (liquide e secche) presentino un chimismo ben definito e diverso da quello delle originarie fonti di alimentazione.

6.3. Influenza del chimismo delle precipitazioni meteoriche (liquide + secche) sulle acque sotterranee

Dopo aver valutato l'entità dei contenuti chimici delle precipitazioni liquide e secche in funzione della posizione topografica delle stazioni di campionamento e dei parametri atmosferici, si considera ora come queste precipitazioni influiscano sul chimismo delle acque di falda non contaminate da quelle marine di invasione continentale.

6.3.1. Relazione tra precipitazioni liquide e secche

La deposizione di sali sul terreno è data dall'apporto combinato delle precipitazioni liquide e di quelle secche. Per valutare l'importanza della precipitazione secca sul contenuto totale di sali depositati sul terreno si effettua un confronto fra i due tipi di precipitazione.

A) Considerazioni sulla composizione chimica delle precipitazioni liquide

Le precipitazioni liquide, considerate in tabella 4, e quelle secche, esposte in tabella 6, nonostante le diverse tecniche di campionamento adottate, presentano concentrazioni saline confrontabili tra loro.

Per quanto attiene alle composizioni chimiche delle precipitazioni meteoriche considerate (tab. 4) e di quelle liquide campionate insieme alle precipitazioni secche (tab. 7), si rileva che i rapporti caratteristici relativi agli ioni Na^{++} , K^+ , Cl^- , Ca^{++} e HCO_3^- sono simili, mentre i rapporti caratteristici $\text{Cl}^-/\text{SO}_4^{--}$ risultano sensibilmente diversi.

In particolare i valori del rapporto caratteristico $\text{Mg}^{++}/\text{SO}_4^{--}$ relativi alle composizioni chimiche delle acque di pioggia di cui alla tabella 4, sensibilmente superiori rispetto a quelli riscontrati nelle precipitazioni liquide del periodo 1969-1971 (tab. 7) (0,96 contro 0,71 per il periodo autunno-invernale; 0,81 contro 0,32 per il periodo primaverile-estivo), possono essere considerati come valori di riferimento per ambiente non inquinato. Ne consegue che dal 1967 al 1971 vi è stato un anomalo incremento dello ione SO_4^{--} dovuto a fonti diverse da quella marina. Questa situazione può essere spiegata con quanto scaturito da un recente studio sulla radiazione solare [5] in relazione all'inquinamento atmosferico, che mostra un notevole aumento della torbidità atmosferica negli anni dal 1969 al 1971 rispetto ad un valore uniformemente inferiore del decennio precedente.

TAB. 7 — Composizioni chimiche medie e rapporti caratteristici relativi alle precipitazioni liquide campionate nelle tre stazioni meteorologiche.

Periodo di Campionamento	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺	K ⁺	Cl ⁻	SO ₄ ⁻⁻	HCO ₃ ⁻	Residuo salino mg/l	Cl ⁻	Cl ⁻	Cl ⁻	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Mg ⁺⁺
	meq/l	meq/l	meq/l	meq/l	meq/l	meq/l	meq/l		Na ⁺⁺ +K ⁺	SO ₄ ⁻⁻	HCO ₃ ⁻	HCO ₃ ⁻	Ca ⁺⁺	Ca ⁺⁺
1 - B A R I S. I.														
Semestre Maggio 1969 Ottobre 1969	0,355	0,023	0,109	0,011	0,184	0,179	0,172	30,724	1,54	1,03	1,07	2,06	0,06	0,13
Semestre Novembre 1969 Aprile 1970	1,173	0,427	0,274	0,013	0,359	1,157	0,520	119,699	1,25	0,31	0,69	2,26	0,36	0,37
Semestre Maggio 1970 Ottobre 1970	0,614	0,176	0,548	0,019	0,697	0,374	0,182	76,038	1,23	1,86	3,82	3,37	0,29	0,47
Semestre Novembre 1970 Aprile 1971	0,441	0,742	0,813	0,039	1,038	0,653	0,127	110,148	1,21	1,59	8,19	3,48	1,68	1,14
Media periodo Primavera-Estivo	0,484	0,099	0,328	0,015	0,440	0,276	0,177	53,381	1,38	1,44	2,44	2,71	0,17	0,30
Media periodo Autunno-Invernale	0,807	0,584	0,543	0,026	0,698	0,905	0,323	114,923	1,23	0,95	4,44	2,87	1,02	0,75
Media periodo Maggio 1969 Aprile 1971	0,646	0,342	0,436	0,021	0,570	0,591	0,250	84,152	1,31	1,20	3,44	2,79	0,59	0,53
2 - B A R I L A B.														
Semestre Maggio 1969 Ottobre 1969	0,373	0,049	0,058	0,006	0,134	0,225	0,157	29,980	2,09	0,59	0,85	2,38	0,13	0,22
Semestre Novembre 1969 Aprile 1970	0,398	0,313	0,154	0,011	0,253	0,509	0,203	55,359	1,53	0,50	1,25	1,96	0,79	0,62
Semestre Maggio 1970 Ottobre 1970	0,383	0,160	0,155	0,009	0,232	0,312	0,193	42,656	1,41	0,74	1,20	1,99	0,42	0,51
Semestre Novembre 1970 Aprile 1971	0,398	0,319	0,147	0,009	0,239	0,505	0,182	53,875	1,53	0,47	1,31	2,18	0,80	0,63
Media periodo Primavera-Estivo	0,378	0,104	0,106	0,007	0,183	0,268	0,175	36,318	1,75	0,66	1,02	2,18	0,27	0,36
Media periodo Autunno-Invernale	0,398	0,316	0,150	0,010	0,246	0,507	0,192	54,617	1,53	0,48	1,23	2,07	0,79	0,62
Media periodo Maggio 1969 Aprile 1971	0,388	0,210	0,128	0,009	0,214	0,388	0,184	45,467	1,64	0,57	1,15	2,13	0,53	0,49
3 - N O C I														
Semestre Maggio 1969 Ottobre 1969	0,637	0,062	0,058	0,011	0,164	0,183	0,449	43,509	2,39	0,90	0,36	1,42	0,10	0,34
Semestre Novembre 1969 Aprile 1970	0,815	1,580	0,292	0,021	0,403	2,220	0,187	169,765	1,28	0,18	2,15	4,35	1,94	0,71
Semestre Maggio 1970 Ottobre 1970	0,476	0,073	0,069	0,010	0,137	0,261	0,258	37,657	1,74	0,52	0,53	1,84	0,15	0,28
Semestre Novembre 1970 Aprile 1971	0,776	2,905	0,265	0,014	0,369	3,571	0,162	247,077	1,32	0,10	2,27	4,78	3,75	0,81
Media periodo Primavera-Estivo	0,566	0,067	0,063	0,010	0,150	0,222	0,353	40,583	2,06	0,71	0,44	1,63	0,12	0,31
Media periodo Autunno-Invernale	0,795	2,242	0,278	0,017	0,386	2,895	0,174	208,421	1,30	0,14	2,21	4,56	2,84	0,76
Media periodo Maggio 1969 Aprile 1971	0,676	1,155	0,171	0,014	0,268	1,559	0,264	124,502	1,68	0,42	1,33	3,10	1,48	0,53
MEDIE RELATIVE ALLE TRE STAZIONI DI CAMPIONAMENTO														
Periodo Primavera-Estivo	0,476	0,090	0,165	0,011	0,258	0,255	0,235	43,427	1,73	0,94	1,30	2,17	0,19	0,32
Periodo Autunno-Invernale	0,667	1,047	0,324	0,018	0,443	1,436	0,230	125,987	1,35	0,52	2,62	3,17	1,55	0,71
Media periodo Maggio 1969 Aprile 1971	0,571	0,568	0,244	0,014	0,350	0,845	0,232	84,707	1,54	0,73	1,96	2,67	0,87	0,51

B) Confronto tra composizioni chimiche delle precipitazioni liquide e secche

Nella figura 1 e nelle ultime righe delle tabelle 6 e 7 vengono messe a confronto le composizioni chimiche delle precipitazioni liquide e secche relative ai periodi autunno-invernale e primaverile-estivo, ottenute come medie dei valori inerenti alle tre stazioni di campionamento.

Le acque di pioggia presentano sempre una concentrazione salina inferiore a quella delle precipitazioni secche.

Per contro la composizione chimica delle acque di pioggia risulta analoga a quella delle precipitazioni secche nel periodo autunno-invernale e sensibilmente diversa nel periodo primaverile-estivo, come appare anche dai rapporti caratteristici medi stagionali (tabb. 6 e 7). Tale comportamento per gli elementi di provenienza marina può attribuirsi ai vari fattori meteorologici che ne condizionano, come già osservato, la residenza nell'atmosfera.

In particolare va rilevato che gli ioni Mg^{++} ed SO_4^{--} risultano sempre notevolmente superiori nelle precipitazioni secche rispetto a quelle liquide; ciò a causa della già accennata costituzione chimico-fisica dei « nuclei » formati da detti ioni. Inoltre il rapporto caratteristico Mg^{++}/SO_4^{--} , relativo al periodo primaverile-estivo sia delle precipitazioni liquide che secche (tabb. 6 e 7), risulta notevolmente diverso da quello del periodo autunno-invernale, dovuto all'evidenziarsi, a causa del mancato apporto marino, di quella frazione di SO_4^{--} proveniente da fattori inquinanti. Gli elementi di provenienza continentale contenuti nelle acque di pioggia risultano sempre sensibilmente inferiori rispetto a quelli delle precipitazioni secche, a causa delle reazioni chimiche che, come già detto, intercorrono tra aria, acqua di pioggia, Ca^{++} ed HCO_3^{--} .

C) Contributo delle precipitazioni secche sul totale dei sali depositati sul terreno

Si prendono in considerazione i dati relativi alle concentrazioni saline medie se-

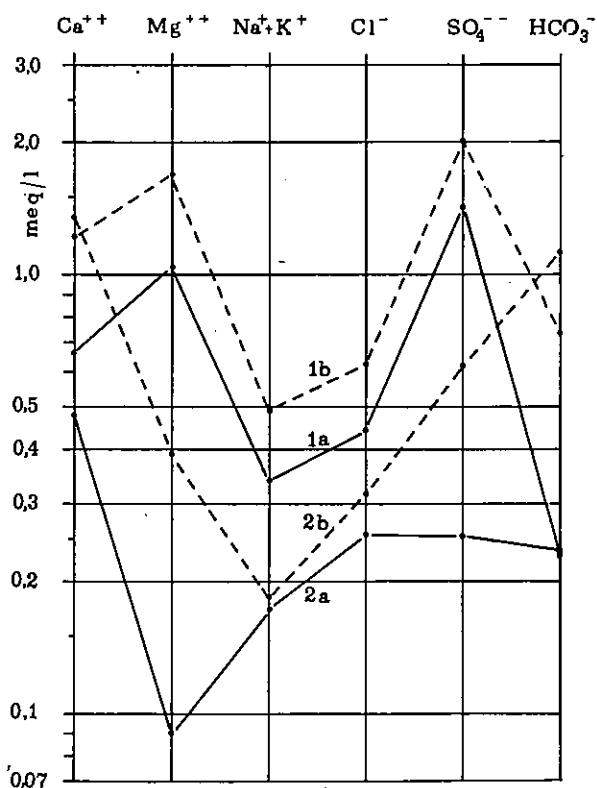


Fig. 71 — Diagramma semilogaritmico rappresentante le composizioni chimiche medie semestrali delle precipitazioni liquide (a) e secche (b) nei periodi autunno-invernali (1) e primaverili-estivi (2), relative alle tre stazioni di campionamento.

TAB. 8 — Contenuto salino medio semestrale delle precipitazioni liquide e secche e loro percentuali rispetto al contenuto salino totale depositatosi sul terreno.

Periodo di Campionamento	1	2	3 1 x 2	4 (3:9)x100	5	6	7 5 x 6	8 (7:9)x100	9 3 + 7
	Totale altezze di pioggia mm(l/m ²)	Concen- trazione salina media per mm di pioggia mg/l	Contenuto salino seme- strale mg/m ²	Percen- tuale media del contenuto salino totale %	Giorni di campionamento precipitazioni secche G	Concen- trazione salina media giornal. mg/m ² ·G	Contenuto salino seme- strale mg/m ²	Percen- tuale media contenuto salino totale %	Conte- nuto salino Totale seme- strale mg/m ²
1 - B A R I S. I.									
Semestre Maggio 1969 Ottobre 1969	443,4	30,72	13621	46,90	136,5	113,15	15445	53,10	29066
Semestre Novembre 1969 Aprile 1970	278,4	119,70	33324	53,65	117,0	246,12	28796	46,35	62120
Semestre Maggio 1970 Ottobre 1970	196,2	76,04	14919	47,21	142,0	117,53	16689	52,79	31608
Semestre Novembre 1970 Aprile 1971	358,4	110,15	39478	63,34	95,5	239,29	22852	36,66	62330
Valori semestr. Rel. al periodo Mag. 69-Apr. 71	—	84,15	25335	54,75	—	179,02	20945	45,25	46280
2 - B A R I L A B.									
Semestre Maggio 1969 Ottobre 1969	388,2	29,98	11638	44,62	145,5	99,30	14448	55,38	26086
Semestre Novembre 1969 Aprile 1970	237,2	55,36	13131	44,98	123,0	130,61	16065	55,02	29196
Semestre Maggio 1970 Ottobre 1970	192,7	42,66	8220	31,91	149,0	117,77	17548	68,09	25768
Semestre Novembre 1970 Aprile 1971	291,1	53,87	15682	52,51	100,0	141,88	14188	47,49	29870
Valori semestr. Rel. al periodo Mag. 69-Apr. 71	—	45,47	12168	43,89	—	122,38	15562	56,11	27730
3 - N O C I									
Semestre Maggio 1969 Ottobre 1969	306,8	43,51	13349	45,56	123,5	129,16	15951	54,44	29300
Semestre Novembre 1969 Aprile 1970	237,4	169,77	40303	66,21	110,5	186,21	20576	33,79	60879
Semestre Maggio 1970 Ottobre 1970	285,2	37,66	10741	48,35	113,5	101,12	11477	51,65	22218
Semestre Novembre 1970 Aprile 1971	371,8	247,08	91864	84,42	69,0	245,84	16963	15,58	108823
Valori semestr. Rel. al periodo Mag. 69-Apr. 71	—	124,50	39064	70,64	—	165,58	16242	29,36	55306

mestrali dei due tipi di precipitazioni campionate nello stesso periodo (tabb. 6 e 7).

La quantità di sali per m^2 dovuta alle precipitazioni liquide è stata ottenuta come prodotto tra le concentrazioni saline medie per mm di pioggia e le altezze di pioggia semestrali, mentre quella relativa alle precipitazioni secche come prodotto tra le concentrazioni saline medie giornaliere per m^2 ed i corrispondenti giorni di campionamento. Elaborando tali dati si ricava la percentuale di sali dovuta alle precipitazioni secche rispetto al totale di sali depositati sul terreno (tab. 8).

Nell'arco dei due anni di campionamento nelle tre stazioni, le precipitazioni secche rappresentano mediamente il 44% circa della totale deposizione salina; in particolare si è riscontrato un valore massimo del 69% circa a Bari Lab. (semestre Maggio-Ottobre 1970) ed un valore minimo del 15,6% a Noci (semestre Novembre 1970-Aprile 1971).

La percentuale del 44% rappresenta un dato altamente significativo, dal quale non si può prescindere nelle elaborazioni riguardanti il chimismo delle acque di alimentazione delle falde idriche.

6.3.2. Valutazione dell'influenza del chimismo delle precipitazioni meteoriche sulle acque sotterranee

Sulla base dei dati relativi al chimismo delle precipitazioni liquide e secche è possibile ottenere una valutazione dell'influenza che le precipitazioni meteoriche (liquide e secche) hanno sul chimismo delle acque sotterranee.

A) Calcolo del chimismo delle acque alimentanti la falda

I dati illustrati nelle pagine che precedono derivano dalle analisi chimiche effettuate su precipitazioni sia liquide che secche di un numero purtroppo esiguo di stazioni e per un periodo di tempo limitato.

Si ritiene tuttavia che i dati illustrati siano sufficienti per ricavare una valutazione significativa della influenza del chimismo delle precipitazioni meteoriche su quello delle acque sotterranee.

Alla luce di quanto esposto nelle pagine precedenti e posto — come sembra in prevalenza confermato dall'esperienza — che nella regione pugliese il ruscellamento superficiale si possa considerare pressoché trascurabile, si valuta che il 60% delle acque di pioggia del semestre autunno-invernale alimenti la falda sotterranea e che disciolga e trasporti in falda i sali contenuti nel restante 40% delle acque di pioggia invernali, in quelle estive ed i sali delle precipitazioni secche annue. Tali sali sono quelli depositati sul terreno e quelli rimasti concentrati nelle immediate vicinanze della superficie dello stesso a seguito del fenomeno della evapo-traspirazione.

Sulla base di dette premesse si sono calcolate, per ogni stazione di campionamento, le concentrazioni di ciascun ione presente nelle acque di alimentazione, dovute alle precipitazioni liquide e secche, con le seguenti espressioni:

$$C_{i_1} = \frac{H \cdot c_{i_1}}{0,6 h}$$

$$C_{i_2} = \frac{G \cdot c_{i_2}}{0,6 h}$$

ove:

- H: totale altezze di pioggia media annua ($mm = l/m^2$);
- G: totale giorni di campionamento medio annuo per le precipitazioni secche;
- c_{i_1} : concentrazione media dello ione esaminato per mm di pioggia;
- c_{i_2} : concentrazione media giornaliera dello ione esaminato relativa alle precipitazioni secche;

TAB. 9 - Composizioni chimiche in meq/l delle acque di pioggia che si infiltrano.

STAZIONI PLUVIOGRA- FICHE DI CAMPIONA- MENTO	DISTANZA DAL MARE Km	QUOTA SUL LIVELLO DEL MARE m	ACQUA DI PIOGGIA CHE SI INFILTRA PA- RI AL 60% DELLE PIOG- GE DEL SET. NOV. 7-APR. 68 mm (l/m)	Ca ⁺⁺ meq/l	Mg ⁺⁺ meq/l	Na ⁺ meq/l	K ⁺ meq/l	Cl ⁻ meq/l	SO ₄ ⁻ meq/l	HCO ₃ ⁻ meq/l	RESIDUO SALINO mg/l
1 - VIESTE	0,3	50	121,6	1,96	2,31	3,18	0,18	3,86	2,44	1,40	486,06
2 - S.CATALDO BONIFICA	0,6	5	181,0	0,64	0,29	0,58	0,06	1,01	0,68	0,84	151,96
3 - S.PIETRO IN BEVAGNA	1,2	16	143,7	1,26	1,01	1,68	0,07	2,38	1,13	1,24	294,64
4 - MASSERIA CARDAMI	6,0	40	173,0	1,36	0,57	0,94	0,11	1,39	0,91	1,09	195,57
5 - MASSERIA MONTERUGA	7,0	92	135,1	0,66	0,58	0,72	0,05	1,14	0,56	1,14	175,36
6 - BOSCO UMBRA	9,0	754	306,0	0,77	0,20	0,32	0,02	0,78	0,51	0,77	120,38
7 - NOVOLI	15,0	65	164,0	1,02	0,75	0,79	0,12	1,22	0,76	1,22	206,75
8 - NOCI	23,0	444	147,6	1,78	0,83	0,75	0,08	1,24	0,61	1,30	218,98
9 - S.MARCO IN LAMIS	23,0	566	202,2	0,88	0,23	0,28	0,04	0,76	0,55	0,90	136,76
10 - MINERVINO MURGE	30,5	460	131,3	1,88	0,77	0,62	0,05	1,19	0,80	1,19	214,78
11 - LUCERA	43,8	254	177,2	1,98	0,49	0,43	0,07	0,90	0,62	1,52	212,76
MEDIA	-	-	-	1,29	0,73	0,94	0,08	1,44	0,87	1,15	219,45

h = altezza media di pioggia relativa al semestre autunno-invernale ($\text{mm} = 1/\text{m}^2$);

C_{i1} = concentrazione media dello ione esaminato presente nell'acqua di alimentazione dovuta alle precipitazioni liquide (mg/l);

C_{i2} = concentrazione media dello ione esaminato presente nell'acqua di alimentazione dovuta alle precipitazioni secche (mg/l).

La concentrazione totale di ciascun ione (C_i) nell'acqua di alimentazione è data da:

$$C_i = C_{i1} + C_{i2}$$

Pertanto la concentrazione salina totale presente nell'acqua di alimentazione della falda è data dalla somma delle concentrazioni totali dei singoli ioni (ΣC_i). I dati così calcolati sono riportati nelle tabelle 9 e 10.

B) Confronto tra il chimismo delle acque di alimentazione della falda e quello delle acque sotterranee

Al fine di valutare l'influenza che le acque di alimentazione hanno, su quelle sotterranee, non contaminate da acque di mare di invasione continentale, è stato preso in esame il chimismo delle acque delle sorgenti Montalieri, Plinio, Tre Fontane e Caneto (tabb. 11 e 12). Le acque di queste sorgenti provengono da falde acquifere « superficiali » sostenute da substrato impermeabile, che sono le più cospicue tra le rare sorgenti in quota (cioè non costiere) della zona presa in esame.

I prelievi alle sorgenti sono stati effettuati al termine dei singoli cicli di campionamento, al fine di campionare acque interessate dal possibile miscelamento tra acque di alimentazione ed acque di falda.

Poiché la posizione topografica delle stazioni di campionamento non corrisponde con quella dei bacini afferenti alle sorgenti esaminate, non è possibile stabilire le composizioni delle acque meteoriche alimentanti i bacini stessi; inoltre va considerato che la composizione delle acque sorgive è il risultato di un più o meno lungo processo di livellamento dei caratteri chimici delle acque di pioggia che si infiltrano; infine non si tiene conto dei fenomeni acqua-terreno connessi con l'infiltrazione nella zona di aereazione e la permanenza nell'acquifero.

Pertanto tale confronto va inteso come una dimostrazione delle analogie e delle differenze esistenti tra acqua di alimentazione ed acqua di falda non contaminata da acqua di mare d'invasione continentale.

Considerando quanto sopra, si è preferito confrontare le concentrazioni medie delle acque delle sorgenti con quelle medie delle acque di pioggia che si infiltrano (ultime righe di tabb. 9, 10, 11 e 12 e figg. 72 e 73).

Dal confronto scaturisce che le concentrazioni degli ioni Na^+ , K^+ e Cl^- sono praticamente identiche sia nelle acque di alimentazione che nelle acque di falda; ciò conferma che l'unica fonte di ioni marini per le acque di falda non inquinate è da considerarsi quella proveniente da precipitazioni meteoriche.

Lo ione Mg^{++} presenta una concentrazione diversa nelle acque di alimentazione ottenute considerando o meno l'apporto delle precipitazioni secche; infatti, mentre in quest'ultimo caso (tab. 9 e fig. 72) il contenuto in Mg^{++} è praticamente uguale a quello riscontrato nelle acque di falda, nel primo caso tale contenuto è notevolmente superiore. E' quindi evidente che il massiccio apporto in Mg^{++} dovuto alle precipitazioni secche, come già accennato precedentemente, differenzia almeno per questo ione i due tipi di acque di alimentazione. Pertanto le basse concentrazioni di questo ione riscontrate nelle acque di falda indicano probabili reazioni di scambio con il calcio presente nelle masse calcaree costituenti l'acquifero.

Analogamente anche lo ione SO_4^{--} deve in parte la sua maggiore concentrazione all'apporto dovuto alle precipitazioni secche; ma, a differenza di quanto riscontrato per il Mg^{++} , anche nelle precipitazioni liquide si è visto un anomalo incremento di questo ione rispetto alla concentrazione osservata nelle piogge campionate nel periodo 1967-68. Quindi la diminuzione di concentrazione riscontrata nell'acqua di falda per lo ione SO_4^{--} va attribuita alla diluizione delle acque di alimentazione operata nel tempo da parte delle acque sotterranee.

TAB. 10 — Composizioni chimiche medie delle acque di alimentazione (Tot.) dovute alla somma degli apporti relativi alle precipitazioni liquide (P.L.) e secche (P.S.).

Stazioni pluviografiche di campionamento	Acqua di pioggia che s'infiltra pari al 60% della pioggia media dei semestri: Nov. 69-Apr. 70 Nov. 70-Apr. 71 mm (1/m ²)	Tipo di precipitazione	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺	K ⁺	Cl ⁻	SO ₄ ⁻⁻	HCO ₃ ⁻	Residuo salino
			meq/l	meq/l	meq/l	meq/l	meq/l	meq/l	meq/l	meq/l
BARI S.I.	191,0	P.L.	2,16	1,14	1,46	0,07	1,91	1,98	0,84	281,68
		P.S.	1,55	1,52	0,81	0,07	1,02	1,82	1,13	230,51
		Tot.	3,71	2,66	2,27	0,14	2,93	3,80	1,97	512,19
BARI Lab.	158,5	P.L.	1,36	0,74	0,45	0,03	0,75	1,36	0,64	159,44
		P.S.	2,14	0,96	0,28	0,03	0,50	1,60	1,43	200,23
		Tot.	3,40	1,70	0,73	0,06	1,25	2,96	2,07	359,67
NOCI	182,8	P.L.	2,23	3,80	0,56	0,05	0,88	5,13	0,87	409,95
		P.S.	1,53	1,55	0,13	0,02	0,33	1,82	1,20	189,06
		Tot.	3,76	5,35	0,69	0,07	1,21	6,95	2,07	599,01
Media		P.L.	1,92	1,89	0,82	0,05	1,18	2,82	0,78	283,69
		P.S.	1,74	1,34	0,41	0,04	0,62	1,75	1,25	206,60
		Tot.	3,66	3,23	1,23	0,09	1,80	4,57	2,03	490,29

TAB. 11 — Composizioni chimiche in meq/l delle acque delle sorgenti considerate, ubicate in figura 1.

Sorgenti	Quota s.l.m. m	Portata l/s	Ca ⁺⁺ meq/l	Mg ⁺⁺ meq/l	Na ⁺ meq/l	K ⁺ meq/l	Cl ⁻ meq/l	SO ₄ ⁻⁻ meq/l	HCO ₃ ⁻ meq/l	Residuo salino mg/l
A - Montalieri	55	2,0	5,213	1,265	2,012	0,179	3,383	2,283	2,605	486,015
B - Plinio	80	1,0	3,800	0,481	0,507	0,086	1,154	0,284	3,451	256,683
C - Tre Fontane	225	0,6	3,564	0,826	1,314	0,050	1,357	0,926	3,386	311,761
Media			4,192	0,857	1,278	0,105	1,965	1,164	3,147	351,486

TAB. 12 — Composizione chimica delle acque delle sorgenti considerate.

Sorgenti	Quota s.l.m. m	Portata l/s	Ca ⁺⁺ meq/l	Mg ⁺⁺ meq/l	Na ⁺ meq/l	K ⁺ meq/l	Cl ⁻ meq/l	SO ₄ ⁻⁻ meq/l	HCO ₃ ⁻ meq/l	Residuo salino mg/l
A - Montalieri	55	2,0	6,374	1,342	1,348	0,025	2,323	1,816	4,900	492,647
B - Plinio	80	1,0	3,937	0,344	0,539	0,085	1,152	0,246	3,451	255,008
C - Tre Fontane	225	0,6	5,020	0,354	1,174	0,051	1,620	0,225	4,891	348,897
D - Canneto	200	25,0	5,263	0,638	0,522	0,012	0,699	1,420	4,870	364,819
Media	—	—	5,149	0,669	0,896	0,043	1,448	0,927	4,528	365,343

Gli ioni continentali subiscono invece arricchimento nell'acqua di falda per il fenomeno della dissoluzione carsica.

Infine la concentrazione salina totale media (tab. 10) delle acque di alimentazione, 490 mg/l, è simile a quella dell'acqua delle esaminate sorgenti drenanti falde superficiali, ed è da considerare, per la regione pugliese, il valore medio di base anche per le acque della falda profonda più o meno contaminate da acqua di mare di invasione continentale.

C) *Considerazioni sul chimismo delle acque di falda, non contaminate dal mare, in funzione del tempo*

Effettuando il confronto tra il chimismo delle acque delle sorgenti campionate nel 1971 e quello delle stesse acque campionate nel 1968, si osserva una limitata diminuzione di concentrazione degli ioni continentali ed un aumento di quella degli ioni marini, pur mantenendosi la concentrazione salina totale pressoché costante.

In particolare si osserva che mentre gli ioni Mg^{++} , Na^+ , K^+ , Cl^- subiscono un aumento oscillante dal 15% al 25%, lo ione SO_4^{--} subisce un aumento del 53%. Poiché, come già accennato, anche le acque di alimentazione mostrano una maggiore concentrazione degli ioni marini rispetto a quanto riscontratosi con rilievi effettuati nel 1967-1968, ne consegue che le acque di falda recepiscono nel tempo, seppure in forma attenuata, tutte le modificazioni chimiche subite dalle precipitazioni meteoriche.

6.4. Cenni sul chimismo delle falde superficiali della Penisola Salentina

6.4.1. Considerazioni introduttive

Su vaste zone della Penisola Salentina (fig 74) affiorano sabbie più o meno limose pleistoceniche poggianti su argille azzurre del Calabriano (v. cap. 1). Nelle sabbie,

Fig. 73 — Diagramma semilogaritmico rappresentante le composizioni chimiche medie delle acque sorgentizie non inquinate dall'acqua marina di invasione continentale (1) e delle acque di alimentazione (2) come somma dei contributi dati dalle precipitazioni liquide (2a) e secche (2b).

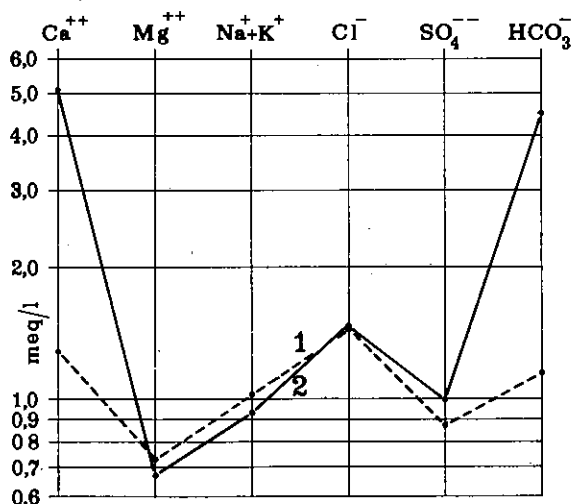
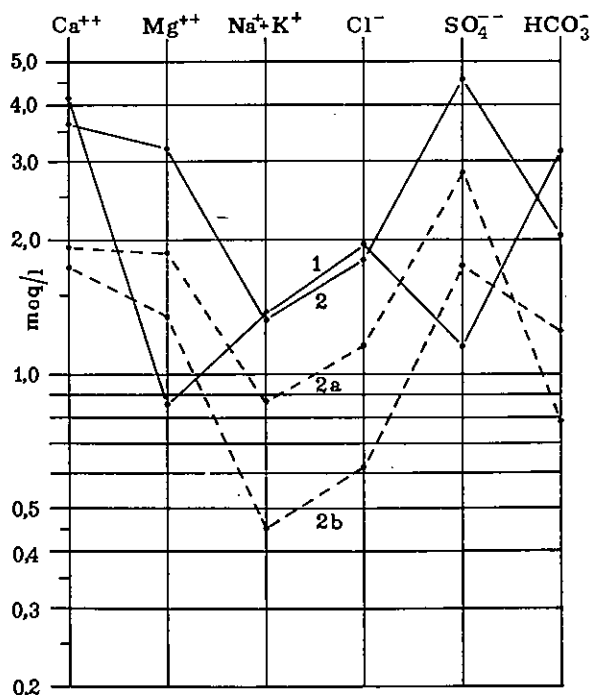


Fig. 72 — Diagramma semilogaritmico rappresentante le composizioni chimiche medie delle acque di pioggia che s'infiltrano (1) e delle acque sorgentizie non inquinate dall'acqua marina d'invasione continentale (2).



sempre scarsamente permeabili e al massimo potenti fino a m 10, ha sede un'estesa falda sostenuta alla base dalle sottostanti argille azzurre praticamente impermeabili. Detta falda freatica viene denominata « superficiale » per distinguerla da quella « profonda » avente sede nelle masse calcaree dolomitiche del Cretaceo. La sua presenza ha un'importanza non indifferente nel presente studio poiché pone in chiaro rilievo le differenti condizioni idrogeologiche e geochimiche che intercorrono fra falda disposta su acqua marina e falda sostenuta alla base da livelli impermeabili nella stessa regione.

In realtà, infatti, la cosiddetta falda superficiale, per quanto riguarda le aree centrali della penisola, andrebbe più propriamente denominata « sospesa », in quanto il letto delle argille impermeabili che sostengono si trova a quota nettamente superiore alla superficie della falda profonda. Detta situazione è schematizzata in figura 75.

Nelle zone nord-orientali della penisola (fig. 74) gli afflussi pluviali incidenti sui terreni pleistocenici in parte alimentano la falda superficiale ed in parte fluiscono inutilizzati a mare attraverso numerosi corsi d'acqua temporanei.

Per contro nelle zone centro-meridionali della penisola le acque di ruscellamento sui terreni pleistocenici in parte alimentano la falda superficiale e in parte vengono raccolte in canali e convogliate nella falda profonda attraverso inghiottitoi. In queste zone i terreni pleistocenici son quindi in pratica permeabili agli effetti dell'alimentazione della falda profonda.

Sulla scorta di tale quadro idrogeologico, è stata condotta un'indagine di massima sul chimismo in questione, scegliendo alcune aree come campione.

Osservazioni idrochimiche sono state effettuate anche su modeste e poco estese falde contenute nelle calcareniti, talora sostenute dalle argille calabriane e talora dal tetto dei calcari cretacei, quali quelle delle zone situate a nord di Porto Cesareo e di S. Donaci.

6.4.2. Caratteri chimici delle acque di falda

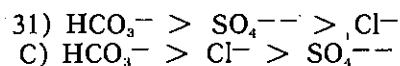
In figura 76 è data la distribuzione dei contenuti in Cl^- nelle acque della falda superficiale presente nell'area di Leverano-Veglie-Carmiano. In tale area si possono osservare tre zone nettamente distinte fra loro: la prima, più estesa, con un contenuto medio di $\text{Cl}^- \leq 0,2$ g/l (n. 34 campioni); la seconda con una concentrazione in Cl^- compresa tra 0,2 g/l e 1,0 g/l (n. 35 campioni); infine una terza zona molto ristretta avente un contenuto in Cl^- superiore ad 1,0 (n. 22 campioni).

In altre aree in cui le falde sospese sono contenute in sabbie limose, si osservano concentrazioni medie in Cl^- che sono particolarmente basse: area di Nardò 0,22 g/l (n. 12 campioni); area a N di S. Donaci 0,13 g/l (n. 10 campioni); area di Cutrofiano 0,04 g/l (n. 7 campioni).

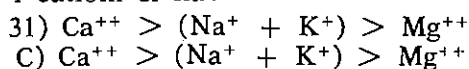
Sulla base di tali dati, è pertanto presumibile che gran parte delle falde superficiali abbiano un contenuto in ione Cl^- che non supera 0,2 g/l.

In figura 77 è riportata l'analisi chimica di un'acqua prelevata nella zona dove si rinvencono concentrazioni in $\text{Cl}^- \leq 0,2$ g/l come esempio di composizione chimica di acque contenute in sabbie limose. Sempre in figura 77 è rappresentata la composizione chimica media (n. 3 campioni) delle acque di falda contenute nelle calcareniti affioranti a circa km 7 NNE di Porto Cesareo, a circa km 3 a NNO di S. Donaci.

Dal confronto tra i due tipi di acque esaminate scaturisce come queste abbiano subito modificazioni nella loro composizione chimica dovute alla loro permanenza in acquiferi diversi. In definitiva nei due tipi di acque per quel che riguarda gli anioni si ha:



Per quanto riguarda i cationi si ha:



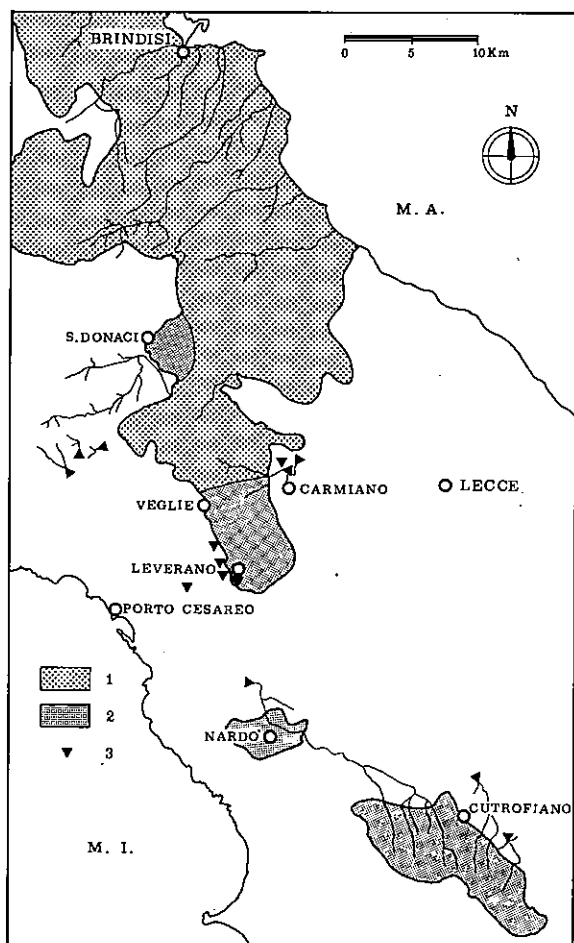


Fig. 74

Fig. 74 — Estensione delle falde superficiali in sabbie limose, talora debolmente cementate, sostenute da argille azzurre calabriane. (1: estensione delle falde; 2: estensione delle rocce esaminate; 3: ubicazione di inghiottitoi naturali).

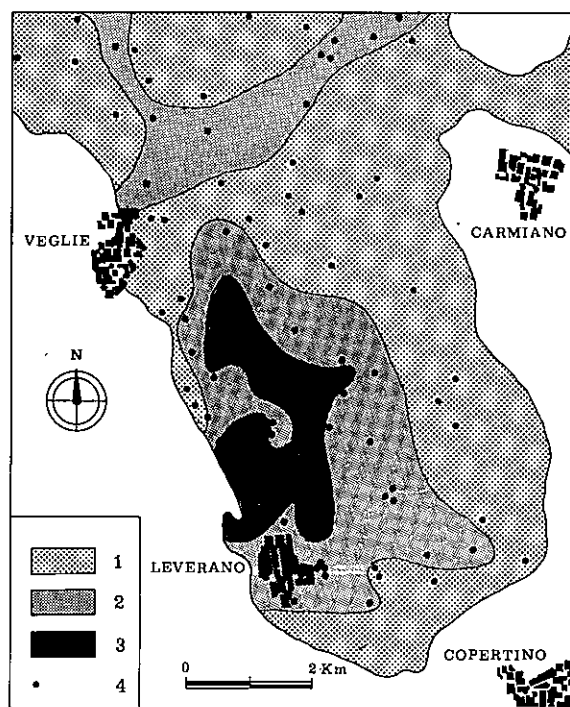


Fig. 76

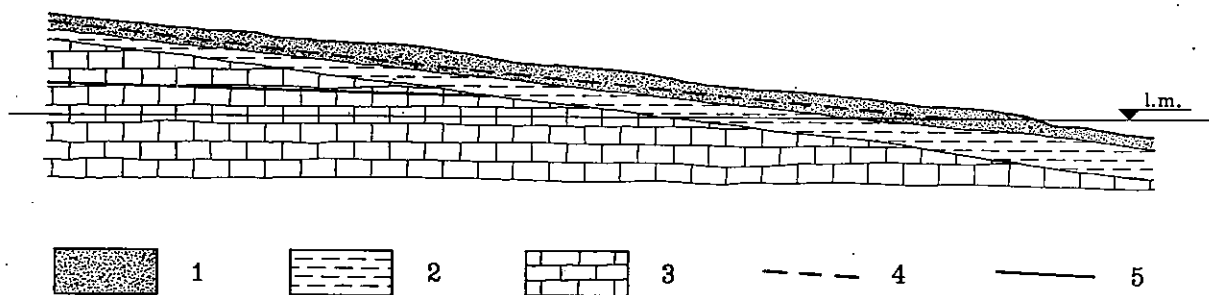


Fig. 75

Fig. 75 — Schizzo mostrante la situazione delle falde superficiali aventi sede nelle sabbie. (1: sabbie più o meno limose, talora debolmente cementate, scarsamente permeabili per porosità; 2: argille azzurre praticamente impermeabili; 3: calcari e dolomie permeabili per fessurazione e carsismo; 4: traccia della superficie freatica della falda superficiale; 5: traccia della superficie freatica o piezometrica della falda profonda).

Fig. 76 — Andamento delle isocloriche nelle acque della falda superficiale dell'area Leverano-Veglie-Carmiano. (1: Cl^- 0,2 g/l; 2: 0,2 g/l Cl^- 1,0g/l; 3: Cl^- 1,0 g/l; 4: ubicazione dei pozzi a scavo in cui sono stati prelevati i campioni di acqua per la determinazione dello ione Cl^-).

Da quanto sopra si può dedurre che le acque contenute in sabbie limose ed a contatto con argille, possono andare soggette al fenomeno dello scambio ionico e ad una anomala concentrazione di sali disciolti; è noto tra l'altro che questa concentrazione può prodursi sia per dissoluzione di alcuni sali, di cui è particolarmente ricco il substrato dell'acquifero (argille), sia per evapotraspirazione. Per contro le falde superficiali, aventi sede in calcareniti, mostrano una notevole somiglianza con le acque di alimentazione di cui si è già trattato, ma rispetto a queste risultano più arricchite in Ca^{++} ed HCO_3^- .

6.5. Chimismo delle acque della falda profonda della Penisola Salentina

6.5.1. Considerazioni introduttive

Dopo aver esaminato nelle pagine precedenti i fattori condizionanti la trasformazione delle precipitazioni meteoriche (liquide + secche) in acqua di falda, si considera l'evoluzione del chimismo delle acque della falda profonda più o meno contami-

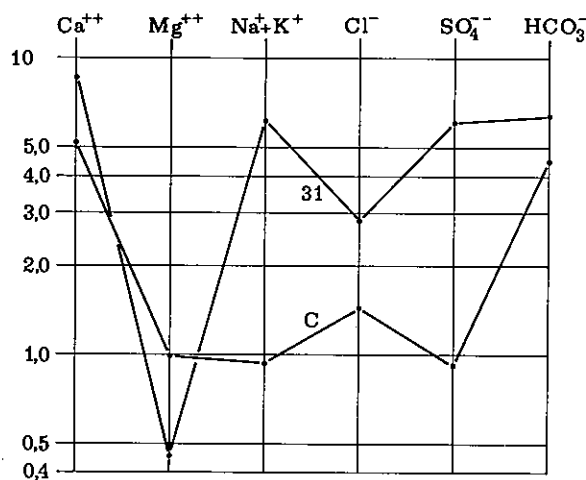


Fig. 77 — Diagramma semilogaritmico relativo alla composizione chimica di acque prelevate nella zona in esame. (31: analisi chimica di numero 1 campione di acqua prelevata in sabbie limose; C: analisi chimica media di numero 3 campioni di acqua prelevati in calcareniti).

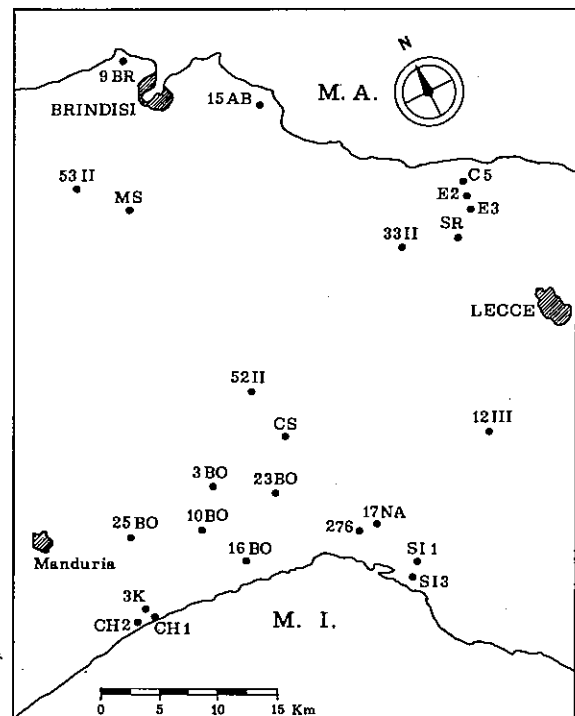


Fig. 78 — Ubicazione dei pozzi perforati considerati ai fini dei campionamenti per analisi chimiche totali.

TAB. 13 — Composizioni chimiche relative ai campioni prelevati nei pozzi ubicati in figura 78.

DENOMINAZIONE POZZO	Quota s.l.m m	Livello statico dal p.c. m	Profondità pozzo dal p.c. m	Profondità prelievo m	Ca ⁺⁺ meq/l	Mg ⁺⁺ meq/l	Na ⁺ meq/l	K ⁺ meq/l	Cl ⁻ meq/l	So ₄ ⁻⁻⁻ meq/l	HCO ₃ ⁻ meq/l	Rsiduo salino mg/l
12 III	42,25	39,82	62,50	42,25	3,736	0,588	2,530	0,051	2,622	0,300	4,006	369,8
12 III				60,50	3,542	1,054	2,498	0,056	2,563	0,335	4,597	387,5
CS	52,46	50,25	200,00	53,00	3,291	1,875	1,043	0,064	1,372	0,452	4,644	325,0
CS				55,00	3,755	1,812	1,792	0,031	2,283	0,423	4,378	372,3
CS				58,00	3,686	2,096	3,939	0,161	4,841	0,484	4,930	539,1
23 BO	55,77	53,70	94,70	92,00	2,553	2,340	0,696	0,077	0,800	0,118	4,800	220,0
25 BO	80,39	77,00	152,10	80,40	2,766	1,596	0,835	0,066	0,400	0,217	4,300	250,3
10 BO	57,68	54,80	85,00	78,80	2,713	2,553	3,882	0,112	4,000	0,540	3,700	457,9
M E D I A A					3,255	1,739	2,152	0,077	2,360	0,358	4,419	365,2
C 5	2,35	1,18	76,80	33,00	4,787	3,883	12,744	0,157	15,383	1,781	4,550	1.209,8
E 3	6,57	5,35	11,70	10,00	4,447	2,877	0,786	0,096	10,767	0,904	4,350	885,6
276	25,00	23,60	25,00	24,00	4,026	1,342	4,348	0,375	5,005	0,808	4,190	553,6
SR	28,71	27,00	160,00	30,00	4,835	2,040	5,959	0,077	7,269	1,098	4,756	714,9
SR				70,00	4,688	3,258	10,135	0,128	12,341	1,092	4,832	1.006,8
33 II	35,54	33,48	62,50	59,50	4,419	3,245	6,524	0,230	9,200	1,160	4,350	799,5
MS	44,36	41,88	215,00	45,00	4,632	3,841	8,416	0,291	9,464	1,313	6,223	929,8
MS				80,00	4,938	4,077	9,743	0,317	11,222	1,423	6,277	1.039,6
53 II	49,50	46,69	132,00	70,00	3,802	7,604	6,413	0,179	9,006	2,571	6,020	946,6
3 BO	72,73	69,47	103,90	72,70	1,520	0,466	6,904	0,261	7,237	0,300	2,003	536,2
M E D I A B					4,209	3,263	7,997	0,211	9,689	1,245	4,755	862,2
E 2	3,13	1,75	60,40	52,00	4,909	4,548	16,746	0,195	19,342	2,062	4,455	1.464,9
SI 3	5,49	5,47	25,20	6,00	5,885	10,312	39,565	0,897	46,636	5,421	6,040	3.283,3
SI 1	16,95	16,68	63,60	28,00	5,052	8,177	29,565	0,654	33,660	3,998	5,719	2.463,2
SI 1				30,00	6,146	10,454	37,188	0,384	44,041	4,257	5,629	3.055,3
3 K	20,37	16,56	50,00	38,00	5,312	10,558	33,562	0,705	37,498	5,142	6,180	2.796,1
16 BO	27,61	26,20	40,05	39,00	5,509	7,308	22,835	0,767	30,000	3,410	6,000	2.222,0
17 NA	32,50	31,70	44,75	43,50	3,936	5,000	15,006	0,344	17,600	2,050	4,800	1.364,7
MS	44,36	41,88	215,00	90,00	7,131	9,519	35,340	0,780	40,290	4,706	6,520	2.952,0
53 II	49,50	46,69	132,00	100,00	4,406	7,677	24,652	0,500	26,501	2,777	5,336	2.000,7
CS	52,46	50,25	200,00	63,00	5,572	5,604	23,478	0,551	26,862	4,171	5,246	2.051,4
CS				113,00	7,062	6,895	34,130	0,756	39,276	5,533	5,335	2.858,1
52 II	54,56	52,05	124,50	84,55	5,392	5,270	29,348	0,659	31,817	3,515	3,836	2.284,8
3 BO	72,73	69,47	103,90	100,00	4,692	4,936	22,478	0,518	26,045	2,010	4,042	1.832,5
M E D I A C					5,692	7,404	27,837	0,593	32,274	3,773	5,318	2.356,1
SI 3	5,49	5,47	25,20	12,00	6,093	12,395	48,696	1,000	56,268	5,916	5,890	3.887,6
9 BR	8,49	6,27	71,00	68,50	1,000	17,000	79,130	1,590	87,714	6,527	1,803	5.586,1
15 AB	9,61	6,95	66,00	65,00	7,552	20,558	76,087	1,692	88,799	8,021	6,653	5.924,9
SI 1	16,95	16,68	63,60	32,00	8,729	27,644	115,652	2,482	132,637	11,223	5,066	8.661,3
MS	44,36	41,88	215,00	120,00	13,016	25,780	114,175	2,481	130,664	14,891	6,361	8.835,7
53 II	49,50	46,69	132,00	130,00	13,801	37,055	171,739	3,141	195,034	24,371	6,291	13.553,8
CS	52,46	50,25	200,00	145,00	15,936	35,414	162,609	3,333	191,110	28,140	5,670	12.917,2
52 II	54,56	52,05	124,50	110,00	9,100	14,400	78,435	1,718	88,634	8,271	3,455	5.871,8
M E D I A D					9,403	24,031	105,815	2,179	121,267	13,420	5,148	8.154,8
CH 1	1,12	1,23	170,50	170,00	36,649	108,525	532,609	11,539	619,245	69,696	2,662	41.549,2
C 5	2,35	1,18	76,80	71,00	26,727	114,211	506,720	4,245	581,481	63,595	2,441	41.040,4
SI 3	5,49	5,47	25,20	23,66	22,814	116,418	552,390	9,463	595,815	88,239	5,000	40.858,1
SI 1	16,95	16,68	63,30	48,00	23,149	117,089	530,642	10,486	625,790	62,891	2,400	40.778,0
SR	28,71	27,00	160,00	145,50	43,424	106,037	515,419	4,169	587,292	65,835	2,652	41.572,5
CS	52,46	50,25	200,00	197,00	35,050	113,274	547,826	11,385	621,822	70,912	2,385	40.055,4
M E D I A E					31,302	112,592	530,934	8,545	605,240	70,194	2,922	40.975,3

nata da acque di mare di invasione continentale a partire dal livello statico alla zona di diffusione.

A tale fine sono state prese in esame le acque dell'area centrale della Penisola Salentina, campionate in pozzi a varie profondità (fig. 78); su tali campioni sono state condotte le analisi dei principali costituenti inorganici (tab. 3).

6.5.2. Modificazioni del chimismo delle acque di falda con la profondità

Dall'esame dei risultati di analisi (tab. 13) scaturisce che la falda è caratterizzata da una successione di livelli idrici a sempre maggior contenuto salino, sino ad una profondità che varia a seconda dell'ubicazione del punto di campionamento, alla quale si osserva una rapida evoluzione della concentrazione salina (« zona di diffusione ») sino ad arrivare ad una concentrazione analoga a quella dell'acqua del mare. Si passa infatti da un residuo salino di circa 0,4 g/l, in corrispondenza dei livelli più superficiali della falda, a circa 5,0 g/l al tetto della zona di diffusione e quindi all'acqua di mare di invasione continentale (residuo salino superiore a 40 g/l).

Le composizioni chimiche medie delle acque di falda dolci e salmastre sono rappresentate nel diagramma semilogaritmico di figura 79.

E' significativo notare che la composizione chimica relativa alle acque della parte più alta della falda (curva A) è sostanzialmente uguale a quella delle acque di alimentazione e delle falde sospese (v. paragrafi 6.3. e 6.4), cioè di quelle non influenzate dal mare.

Le acque relative alle curve B e C, sebbene presentino un contenuto salino molto diverso fra loro (0,86 g/l contro 2,36 g/l) e quindi un diverso tasso di miscelamento con l'acqua di mare di invasione continentale, hanno alcuni caratteri comuni tra loro. Infatti, mentre il miscelamento stechiometrico tra acqua di alimentazione ed acqua di mare lascerebbe supporre una diminuzione del contenuto in HCO_3^- a cui si contrappone un aumento dello ione Ca^{++} e dello ione Mg^{++} , dalle analisi risulta quanto segue: gli ioni Ca^{++} e HCO_3^- aumentano con la profondità fino alle zone di diffusione.

La curva E (fig. 79) rappresenta la composizione chimica media dell'acqua di mare di invasione continentale, il cui contenuto salino di poco differisce da quello dell'acqua di mare propriamente detta.

In figura 80 è rappresentata una sezione schematica dell'area centrale della Penisola Salentina mostrante la distribuzione del chimismo delle acque di falda.

6.6. Considerazioni conclusive

E' interessante notare come gli studi condotti sul chimismo delle precipitazioni meteoriche abbiano contribuito indirettamente a fornire un'importante informazione quantitativa agli effetti dell'idrologia sotterranea della Puglia; detti studi hanno mostrato infatti che il valore del 60% delle acque di pioggia invernali rappresenta un'utile base di calcolo ai fini della valutazione sufficientemente approssimata del volume di acqua di alimentazione della « falda profonda » pugliese.

Si è osservato inoltre che le medie annue delle concentrazioni saline, calcolate per mm di pioggia o per giorno di precipitazioni secche m^2 , sono abbastanza costanti nel tempo.

Ne consegue che il fattore determinante le variazioni di concentrazione salina nelle acque di alimentazione della falda profonda pugliese, ferma restando la suddetta percentuale del 60%, va individuato nel regime pluviale della zona.

Il confronto tra acque di alimentazione ed acque appartenenti a falde superficiali

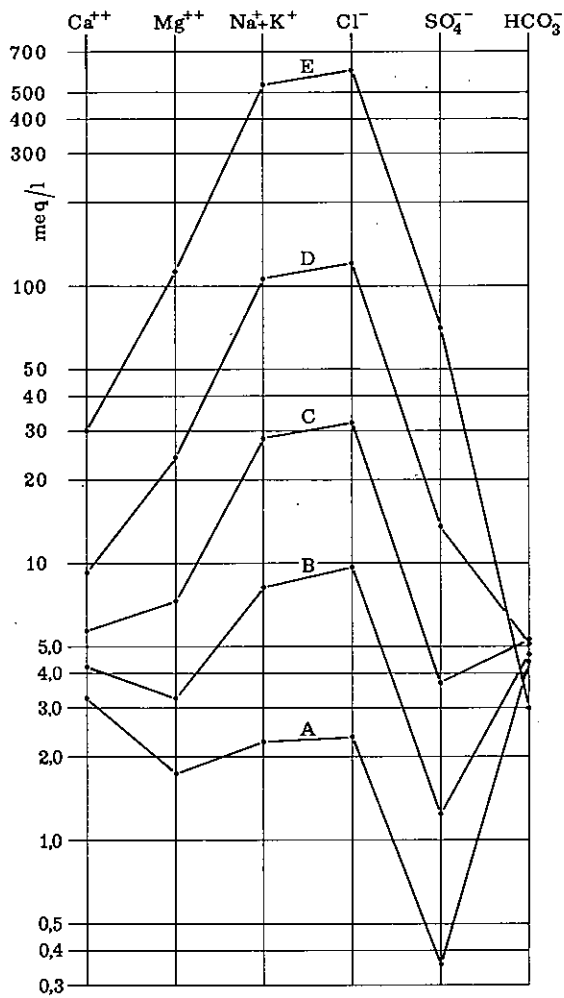


Fig. 79 — Diagramma semilogaritmico rappresentante le composizioni chimiche medie di falda e quella dell'acqua di mare d'invasione continentale riportate in tabella 13.

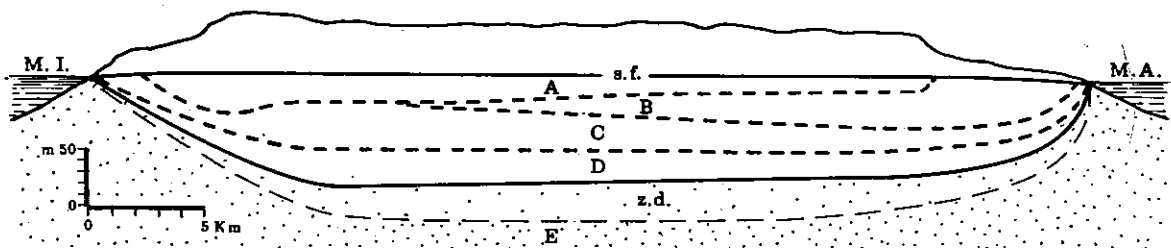


Fig. 80 — Sezione schematica mostrante la distribuzione verticale e areale del chimismo delle acque.

non inquinate ha indicato che le concentrazioni delle acque di alimentazione sono da considerarsi come valori di base, indispensabili ai fini di una valutazione dell'entità del miscelamento delle acque di falda con l'acqua di mare di invasione continentale.

Inoltre, una volta note le concentrazioni degli « ioni marini » delle acque di falda non contaminate da acqua marina di invasione continentale e delle acque di pioggia per un periodo di tempo sufficientemente lungo, è possibile ad esempio risalire ad una valutazione approssimata delle altezze di acqua di pioggia che si infiltrano nel terreno. Si tratta ovviamente di dati preziosi per l'impostazione di un bilancio idrologico delle acque di falda, la cui acquisizione è notoriamente difficile e incerta, specie in rocce fessurate, qualunque sia la metodologia che allo scopo si segue.

Per quanto attiene alle acque di falda del Salento, sono state considerate distintamente le acque appartenenti alle falde superficiali e quelle appartenenti alla « falda profonda ». Infatti il chimismo dei due tipi di acque è ben differenziato vuoi per quanto riguarda le acque di alimentazione vuoi per gli effetti di scambio ionico che si verificano nell'acquifero.

E' stato infatti individuato un differente tipo di relazione esistente tra falda ed acquifero; nelle falde sospese particolare importanza assumono i fenomeni di concentrazione ionica causati dalla presenza di argille; nella falda profonda sono stati invece individuati fenomeni di doppio scambio, che danno luogo ad una elevata concentrazione in Ca^{++} e HCO_3^- nelle acque e ad un crescente grado di dolomitizzazione nella roccia.

Molto significativa infine è risultata la stratificazione dei caratteri chimici delle acque connessa con la profondità della falda.

Bibliografia

- [1] BERTRAND G.: « Sur l'origine multiple du magnésium contenu dans l'eau de pluie ». *Annales de l'Institut Pasteur*, t. 72, n. 12, (1946).
- [2] CARO P.: « La chimie du gaz carbonique et des carbonates, et les phenomenes hydrogeologiques karstiques ». *B.R.G.M., Cronique d'Hydrogeologie* n. 7, (1965).
- [3] COTECCHIA V., MAGRI G.: « Idrogeologia del Gargano ». *Geol. Appl. e Idrogeol.*, vol. I, Bari (1966).
- [4] ELMER R., ROBBINS R.: « Emissions, concentrations, and gate of gaseous atmospheric pollutants ». *Air Pollution control*, vol. I, Edited by Werner Strauss, (1971).
- [5] LODDO M., MONGELLI F., ZITO G.: « Contributo allo studio della variazione della radiazione solare in relazione all'inquinamento atmosferico ». *Atti II Simp. Naz. sulla conservazione della natura*, (Bari 26-30 Aprile 1972).
- [6] MASON B.J.: « The physics of clouds ». *Oxford at the Clarendon Press*, (1957).
- [7] SCHOELLER M.: « Les Eaux Souterraines ». *Masson & Cie Editeurs, Parigi*, (1962).

7. Condizioni di efflusso a mare delle acque di falda

La falda profonda, per avere come suo livello base l'orizzonte marino e carichi piezometrici contenuti generalmente in pochi metri anche nelle zone interne della penisola, trova la sua emergenza unicamente lungo le coste, sia attraverso efflussi concentrati, dati da sbocchi a mare di condotti carsici, sia attraverso efflussi diffusi, aventi luogo quando la roccia carbonatica è caratterizzata da un intenso grado di fratturazione o quando alla formazione cretacea stessa si addossano, lungo la costa, sedimenti post-cretacei caratterizzati da una permeabilità per porosità.

Anche quando il libero deflusso a mare delle acque di falda è ostacolato da sbarramenti dati da depositi praticamente impermeabili, si è visto che è possibile l'esistenza di cospicui efflussi concentrati se localmente viene a mancare detta copertura impermeabile, come ad esempio avviene per le sorgenti Boraco e Chidro, che sono manifestazioni idriche subaeree, e per i « citri » del Mar Piccolo di Taranto, che al contrario sono manifestazioni subacquee.

Nelle pagine che seguono, oltre che le risultanze di indagini a vasto raggio, volte unicamente ad individuare i tratti costieri del versante ionico salentino maggiormente interessati dal deflusso della falda, sono riportati gli studi organicamente condotti su alcune aree particolari che, per le loro caratteristiche idrogeologiche, ben si prestano all'osservazione delle modalità di deflusso della falda in tre situazioni distinte:

- nella zona di S. Isidoro, in condizioni di libero deflusso a mare;
- nella zona delle sorgenti Chidro, in presenza di sbarramenti impermeabili costieri e di grosse manifestazioni concentrate;
- nella zona delle sorgenti Idume, in presenza di una cospicua falda, superficiale avente strette interconnessioni con la falda profonda.

Nel presente lavoro vengono inoltre forniti alcuni cenni idrogeologici riguardanti i « citri » di Taranto, tipiche e interessanti manifestazioni concentrate di affioramenti idrici sottomarini. Con ciò si ritiene pertanto di fornire una visione completa delle varie modalità di efflusso a mare della falda, con particolare riguardo a quelle manifestazioni sorgentizie più degne di nota per un futuro proficuo impiego.

7.1. Indagini sugli efflussi a mare lungo la costa Salentina

7.1.1. Considerazioni introduttive

Gli studi in argomento sono stati condotti lungo il litorale ionico della Penisola Salentina; essi sono rappresentati da un censimento, per quanto possibile di dettaglio, delle manifestazioni idriche della falda profonda presenti in una fascia costiera larga una ventina di metri, di cui una decina entroterra e una decina in mare.

Per quanto riguarda il litorale adriatico della penisola, ottime indicazioni possono trarsi da un lavoro svolto da altri AA. [1], riferentesi all'individuazione di efflussi di acqua dolce in mare condotta a mezzo di prospezioni salinometriche.

A causa dell'influenza dell'acqua di mare di invasione continentale, l'acqua di falda presenta lungo le coste, talvolta per più chilometri entroterra, un elevato tasso salino anche alla superficie freatica. Ne consegue che le acque delle numerose e talora cospicue sorgenti costiere drenanti la falda sono necessariamente tutte salmastre ed i contenuti salini che si riscontrano risultano raramente inferiori a 3 g/l e talora anche superiori a 10 g/l, trasportando quindi a mare forti quantità di acqua di origine marina miscelata ad acqua dolce di falda. Da grossolane valutazioni quantitative risulta che, ad esempio, alla sorgente Chidro le acque da essa fluenti, che hanno un contenuto salino di circa 3,5 g/l, sono formate da 91,5% di acqua dolce di falda miscelata con l'8,5% di acqua di mare invadente il continente. Essendo la portata della sorgente di circa 2.500 l/s, si deduce che circa 210 l/s sono di acqua di origine marina.

7.1.2. Caratteri di permeabilità delle rocce affioranti sulla costa

I terreni presenti lungo la fascia costiera (fig. 81) sono stati classificati ai fini idrogeologici in:

- terreni molto permeabili per fessurazione e carsismo;
- terreni da mediamente a poco permeabili per fessurazione e porosità;
- terreni praticamente impermeabili.

I primi, a parte un limitato affioramento di calcari bioclastici del Paleocene nei dintorni di S. Maria di Leuca, sono costituiti da calcari e calcari-dolomitici del Cretaceo che, oltre ad essere più o meno intensamente fratturati, hanno subito più o meno profondamente un processo di incarsimento; in tali rocce la circolazione idrica si svolge pe vie preferenziali.

Appartengono al secondo tipo quei terreni post-cretacei litologicamente costituiti da calcareniti, tufi calcarei, ecc., che, oltre ad avere un certo grado di fessurazione, possono anche essere dotati di una sia pur modesta permeabilità per porosità.

Data l'estrema variabilità dei caratteri litologici di tali rocce, la loro permeabilità risulta molto diversa da punto a punto. In conseguenza di ciò può verificarsi che, ove tali terreni siano dotati di un discreto grado di permeabilità e siano a diretto contatto con le rocce carbonatiche cretacee, costituiscono con questo un unico acquifero; talvolta però possono ospitare falde sospese, generalmente di modesta entità, impiegnabili solo localmente per limitati usi agricoli e domestici.

I terreni praticamente impermeabili, di norma poco estesi in affioramento nell'area in studio, sono costituiti in genere da prodotti di sedimentazione in ambiente lagunare e palustre (limi, sabbie argillose, ecc.), da calcareniti marnose mioceniche e da argille calabriane. La presenza di tali coperture impermeabili addossate ai terreni permeabili lungo la costa opera uno sbarramento ai deflussi a mare delle acque di falda.

Fig. 81 — Permeabilità dei terreni e ubicazione delle manifestazioni idriche lungo la costa ionica della Penisola Salentina da Maruggio a Capo S. Maria di Leuca. 1: terreni molto permeabili per fessurazione e carsismo; 2: terreni da mediamente a poco permeabili per fessurazione e porosità; 3: terreni praticamente impermeabili; sorgenti o gruppi di sorgenti subaeree: con portata superiore a 200 l/s (4), compresa tra 200 e 20 l/s (5), inferiore a 20 l/s (6); sorgenti o gruppi di sorgenti costiere con portata superiore a 200 l/s (7), compresa tra 200 e 20 l/s (8), inferiore a 20 l/s (9); 10: polle ed estavelle.

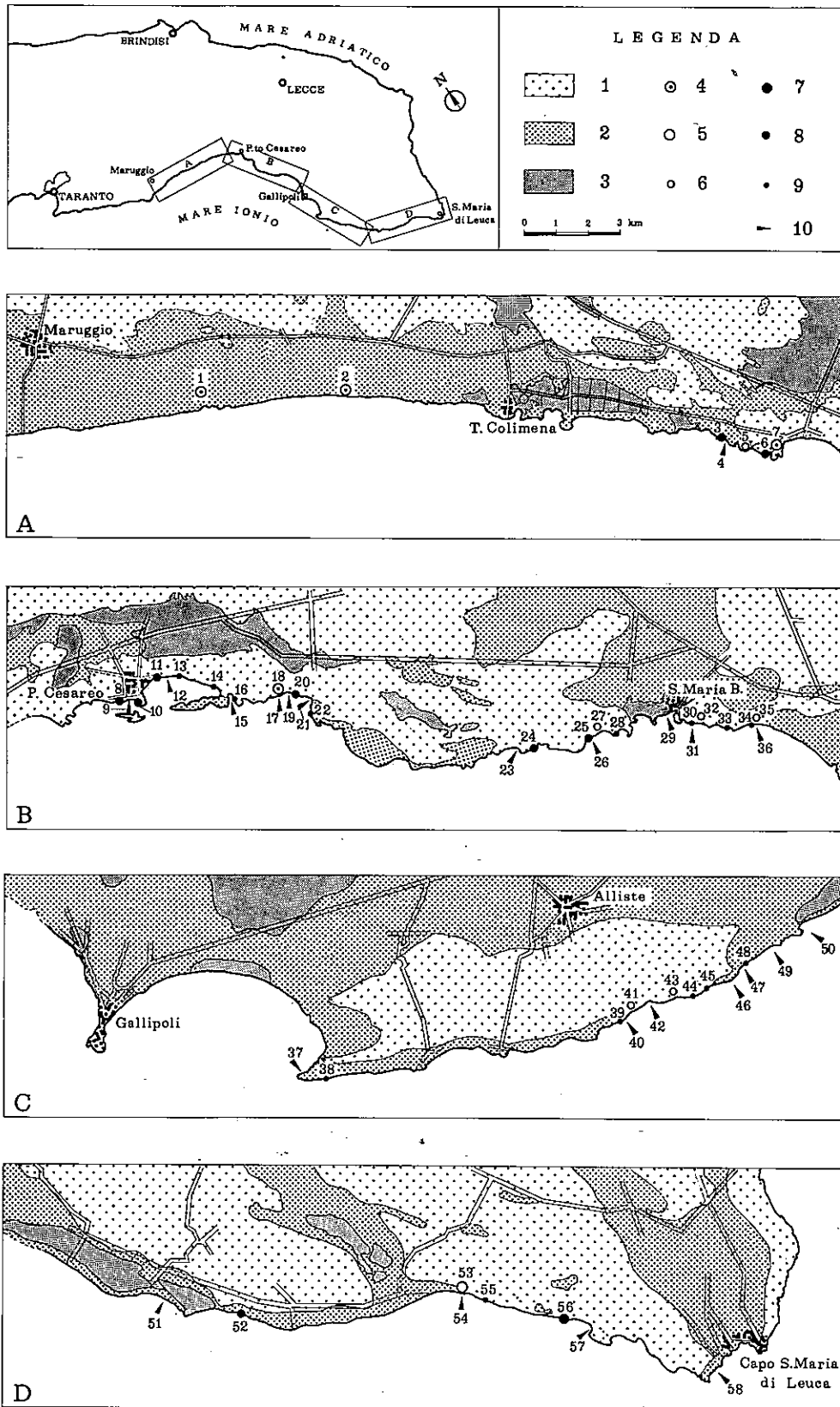


Fig. 81

7.1.3. Censimento delle emergenze costiere

Nel corso del censimento delle manifestazioni idriche si è proceduto, ove possibile, ad una valutazione grossolana della portata e della misura della salinità e della temperatura delle acque fluenti.

In figura 81 sono riportate le ubicazioni di tutte le manifestazioni censite nel corso della presente indagine. Esse sono state inoltre distinte, secondo la quota della scaturigine rispetto al livello del mare, in diversi tipi:

- sorgenti subaeree;
- sorgenti sgorganti al livello medio marino;
- manifestazioni subacquee (polle ed estavelle).

Le sorgenti subaeree sgorgano in prossimità della costa sempre al di sopra del massimo livello mare; esse quindi operano sempre un drenaggio sulla falda.

Le sorgenti sgorganti al livello medio marino risultano subaeree o subacquee, in conseguenza delle oscillazioni periodiche o aperiodiche del livello mare. Non si può escludere che, in conseguenza di maree particolarmente alte, possano comportarsi da inghiottitoi.

Le manifestazioni subacquee sono state ulteriormente suddivise in polle propriamente dette (sorgenti subacquee sulle quali le oscillazioni del mare provocano solo variazioni della loro portata) e polle-inghiottitoio (estavelle), il cui alterno funzionamento da sorgente subacquea e da inghiottitoio è regolato dalle oscillazioni del mare e quindi del carico idrostatico da esso provocato.

Nel seguito si riporta l'elenco e la descrizione delle manifestazioni censite.

A) Elenco e descrizione delle manifestazioni idriche censite

n° prog.	tipo	ubicazione	portata media l/S	salinità g/l	temperat. °C	caratteristiche
1	subaerea	Sorg. Boraco, in prossimità di Torre Boraco	100	3,5	18	Costituita da numerose polle sgorganti al fondo di due vasche naturali, le affluenti si riversano in mare attraverso due canali raccordanti in uno a circa m 100 dalla costa. Le modalità con cui si esplica il fenomeno sorgentizio sono analoghe a quelle della sorgente Chidro. V. paragrafo 7.3.
2	subaerea	Sorg. Chidro, in località S. Pietro In Bevagna	2.500	3,5	17,5+18	
3	a l.m.m.	Punta di Torre Castiglione	100	—	—	Efflussi diffusi su un fronte di circa m 700 dalle anfrattuosità della scarpata costiera.
4	polle	In corrispondenza della 3	—	—	—	Gruppo di polle su di un'area sufficientemente estesa.
5	subaerea	Tra Torre Castiglione e Torre Lappillo	—	—	—	N. 2 sorgenti sgorganti da piccole fenditure nei calcari di scogliera poco al di sopra del livello di massima marea; la portata è molto modesta.

n° prog.	tipo	ubicazione	portata media 1/S	salinità g/l	temperat. °C	caratteristiche
6	a l.m.m.	Circa m 700 ad ovest di Torre Lapillo	30	—	18	Efflussi diffusi su di un fronte di circa m 200 da fessure nei calcari di scogliera.
7	subaerea	500 m circa a NNE di Torre Lapillo	300	12,8	18	Sgorga da una grotta larga circa m 6 in calcari cretacei poco al di sopra del livello di massima marea.
8	subaerea	Zona occidentale di P. Cesareo	oltre 70	8,5÷15,3	18÷19	Efflussi diffusi su di un fronte di m 500 circa.
9	estavelle	In corrispondenza della 8	—	—	—	Gruppo di n. 2 estavelle a piccola profondità.
10	subaerea	100 m a sud della 8	25	11,2	19	
11	a l.m.m.	500 m a est di Porto Cesareo	40	9,8	18,5	Efflussi diffusi su di un tratto di m 100 circa.
12	polle	200 m a sud della 11	—	—	—	Gruppo di n. 2 polle con discreta portata.
13	a l.m.m.	km 1 a SO di Porto Cesareo	20	8,2	18,5	Efflussi diffusi su un fronte di m 100 circa.
14	a l.m.m.	A circa m 800 a N di Torre Squillace	—	—	—	Portata modesta.
15	estavella	Insenatura settentrionale della punta di T Squillace	10	—	—	La portata è riferita al regime di polla.
16	a l.m.m.	250 m a NE di Torre Squillace	3	—	—	
17	estavella	A m 600 a NE di Torre di S. Isidoro	—	—	—	
18	subaerea	Sulla costa, in corrispondenza della 17	oltre 200	—	—	Sgorga da orifici di condotti carsici ubicati poco al di sopra del livello di massima marea nei calcari cretacei.
19	estavella	100 m a S della 18	10	—	—	La portata è stimata in fase di polla.
20	a l.m.m.	Poco più ad est della 19	40	—	—	Gruppo di n. 2 sorgenti distanti circa m 500 l'una dall'altra; la più occidentale eroga la maggior portata (circa 30 l/S).
21	estavella	400 m a NE di T. S. Isidoro	40	—	—	La portata è valutata in regime di polla.
22	a l.m.m.	Sulla costa prospiciente T. S. Isidoro	—	2÷5	—	
23	polle	Serra la Cicora	60	—	—	Su un fronte di m 500, a debole profondità, gruppo di n. 3 scaturigini.
24	a l.m.m.	Torre Uluzzo	40	3	—	Gruppo di n. 3 scaturigini su un fronte di 1.300 m circa.

n° prog.	tipo	ubicazione	portata media l/S	salinità g/l	temperat. °C	caratteristiche
25	a l.m.m.	km. 1,3 da S. Caterina	oltre 60	—	18,2	Efflussi diffusi su un fronte di circa km 1 originantisi da orifici di condotti carsici a livello medio marino; una scaturigine in particolare eroga una portata valutabile in intorno ai 30 l/s. Non si esclude la possibilità che qualche manifestazione possa comportarsi da inghiottitoio in concomitanza di marea particolarmente alta.
26	polle	Nella zona della 35	—	—	—	Gruppo di n. 3 polle a m. 3 circa sotto il livello medio marino.
27	subaerea	Al centro dell'insenatura della zona della 25	3	2	18	Ubicata a circa 20 centimetri sopra il livello di massima marea.
28	subaerea	Tra T. dell'Alto e Cappella S. Caterina	—	—	—	Gruppo di n. 2 sorgenti ubicate alla base di una ripida scarpata costiera, distanti tra loro circa m 500; la portata è molto modesta.
29	polla	Sulla sponda dell'insenatura porticciolo di S. Maria al Bagno	10	12,5	18,5	Gruppo di n. 2 polle distanti tra di loro m 3, costituite da larghe fratture sulla parete sommersa di una scogliera alta qualche metro, a qualche decimetro sotto il livello mare.
30	a l.m.m.	Località Quattro Colonne	1	1,02	18	
31	polle	Stessa località della 30	10	—	—	Gruppo di n. 2 polle molto vicine alla costa.
32	subaerea	Stessa località della 30	6	1,02	18	Costituita da due scaturigini ubicate al piede di una scarpata ad alcuni decimetri al di sopra del livello di massima marea e a qualche metro del bagnasciuga. Usata a scopo terapeutico dagli abitanti della zona.
33	a l.m.m.	A circa m 500 a sud della 32	20	0,93	18	Gruppo di n. 2 sorgenti ubicate in una piccola caletta.
34	a l.m.m.	Località Conchiglie	—	1,16	18	Gruppo di piccole sorgenti con portata complessiva molto modesta.
35	subaerea	Stessa zona della 34	20	1,2	—	Una scaturigine, ubicata a 5 m circa dalla riva; captata per usi domestici.
36	polle	Stessa zona della 34	40	—	—	Gruppo di diverse polle concentrate in una area ristretta a circa m 1 di profondità.

n° prog.	tipo	ubicazione	portata media l/S	salinità g/l	temperat. °C	caratteristiche
37	estavelle	Torre del Pizzo	—	10,8	18,5	Gruppo di scaturigini alla profondità di circa m 1; le stesse caratteristiche chimico-fisiche dell'acqua sgorgante in funzionamento di polla si riscontrano in un pozzo a scavo prossimo alla costa.
38	a l.m.m.	km 1 circa a SE di Torre del Pizzo	—	—	—	Gruppo di diverse scaturigini dalla portata complessiva molto modesta.
39	a l.m.m.	Località Posto Rossi Giannipelo	1	4,4	19,5	
40	polla	100 m a S della 39	1	4,1	19	Una scaturigine ubicata al centro di una piccola insenatura qualche centimetro al di sotto del livello di minima marea. Le stesse caratteristiche chimico-fisiche si riscontrano in diversi pozzi a scavo della zona prossimi alla costa.
41	subaerea	Località Torre Sinfonò	2	2,4	19	A qualche metro dalla costa, la sorgente sgorga da una piccola cavità.
42	polla	400 m più a S della 41	2	5,9	19,5	Piccola polla a pochi decimetri sotto il livello di minima marea.
43	subaerea	Località Cisternella	inf. a 1	2,9	18	Ubicata alla base di una scarpata alta m 5 sul livello mare.
44	a l.m.m.	900 m più a S della 43	1	5,6	18,5	Sgorga alla base di un piccolo anfratto.
45	a l.m.m.	Località Vennari	1	4,1	18,5	Gruppo di n. 2 scaturigini.
46	polle	km 1 circa a SE della 45	10	—	—	Gruppo di n. 5 polle concentrate in piccola area; in condizioni di alta marea cessano di erogare, non escludendosi la possibilità di funzionamento da inghiottitoio.
47	estavella	Località I Pazzi	—	—	—	Ubicata sul fondo marino a circa 5 m dalla costa, alla profondità di m 2.
48	a l.m.m.	100 m a S della 47	1	6,9	19,5	
49	estavella	Località Le Macchie, a km 1,2 circa a N del faro di T. S. Giovanni	—	—	—	
50	estavella	In corrispondenza del Faro di T. S. Giovanni	—	—	—	
51	polla	Località Torre Mozza, in corrispondenza della	—	—	—	A 30 m circa dalla riva alla profondità di qualche decimetro.

n° prog.	tipo	ubicazione	portata media l/S	salinità g/l	temperat. °C	caratteristiche
52	a l.m.m.	Torre Mass.a Marini Tettoia	120	14,5	18	Gruppo di n. 3 sorgenti sparse su un fronte di circa m 150, cui si accompagnano efflussi diffusi lungo l'intero fronte; i dati sono riferiti alla scaturigine principale che eroga una portata di circa 100 l/s.
53	subaerea	Località Torre Vado	10	2,7	18	Gruppo di diverse sorgenti ubicate a qualche metro dalla riva del mare.
54	polle	Stessa zona della 53	—	—	—	Gruppo di diverse polle ubicate a qualche metro dalla riva ad una profondità di qualche centimetro, con portate abbastanza rilevanti.
55	a l.m.m.	900 m circa a S della 53	10	9,0	19	Gruppo di n. 2 sorgenti distanti pochi metri tra di loro.
56	a l.m.m.	km 1 circa a ovest del molo di S. Gregorio	500	—	—	
57	polla	Molo S. Gregorio	15	—	—	Polla ubicata a circa m 3 di profondità.
58	polla	km 1 a NO di Capo S. Maria di Leuca	1.000	—	—	Orifizio di un importante condotto carsico [3].

7.1.4. Caratteristiche delle estavelle

Per la comprensione del fenomeno che regola il funzionamento delle estavelle che già risulta segnalato in ampia bibliografia [2, 6 con sua bibliografia], è stata condotta una più dettagliata indagine su alcune di queste nella zona di S. Isidoro (n. 17 - 19 - 21 della figura 81).

Il funzionamento delle estavelle in regime di polla o di inghiottitoio è apparso regolato dalle variazioni di dislivello tra la superficie del mare e quella della falda in conseguenza del moto di marea: il regime di polla è stato osservato a bassa marea, quando il dislivello tra le superfici del mare e della falda è massimo; al contrario, il regime di inghiottitoio è stato osservato ad alta marea, quando il carico idraulico del mare supera quello della falda.

Durante il regime di polla, a bassa marea, sgorgano acque con contenuto salino di 8 ÷ 15 g/l ed aventi la stessa temperatura dell'acqua della falda in prossimità della costa (fig. 82).

Innalzandosi il livello del mare per il fenomeno della marea, si alterna al regime di polla quello di inghiottitoio di acqua di mare. La salinità e la temperatura dell'acqua dell'orifizio è naturalmente in rapporto a quella del mare e della falda. In figura 82 è confrontata la temperatura delle acque fluenti ai punti 17, 19, 21 con quella dell'acqua di mare.

Come già detto, ad alti livelli del mare le estavelle fungono da inghiottitoi di acqua di mare (fig. 83); la salinità e la temperatura dell'acqua inghiottita è ovviamente la

stessa dell'acqua marina prossima alle estavelle. Tornando il livello del mare ad abbassarsi, dopo un breve periodo di funzionamento di regime alterno, riprende il funzionamento in regime di polla; la salinità e la temperatura dell'acqua che defluisce assumono bruscamente i valori dell'acqua di falda in prossimità della costa.

Il funzionamento delle estavelle, così come sopra descritto, appare evidente nel diagramma di figura 84 rappresentante le variazioni del contenuto di cloro e della temperatura all'orifizio di una estavella di S. Isidoro (n. 21 di figura 81) al variare del livello del mare con la marea.

La durata di funzionamento in regime di polla o di inghiottitoio e le relative portate attraverso gli orifizi sono regolate dall'ampiezza di ciascuna onda di marea: ad ampiezza maggiore corrisponde un più prolungato funzionamento ed un aumento di portata in regime di inghiottitoio.

In media, risulta nettamente prevalente come durata e portata il regime di polla. In particolare, a minime ampiezze di marea (durante le quadrature), si osserva pressoché costante il regime di polla, seppure con portate molto ridotte.

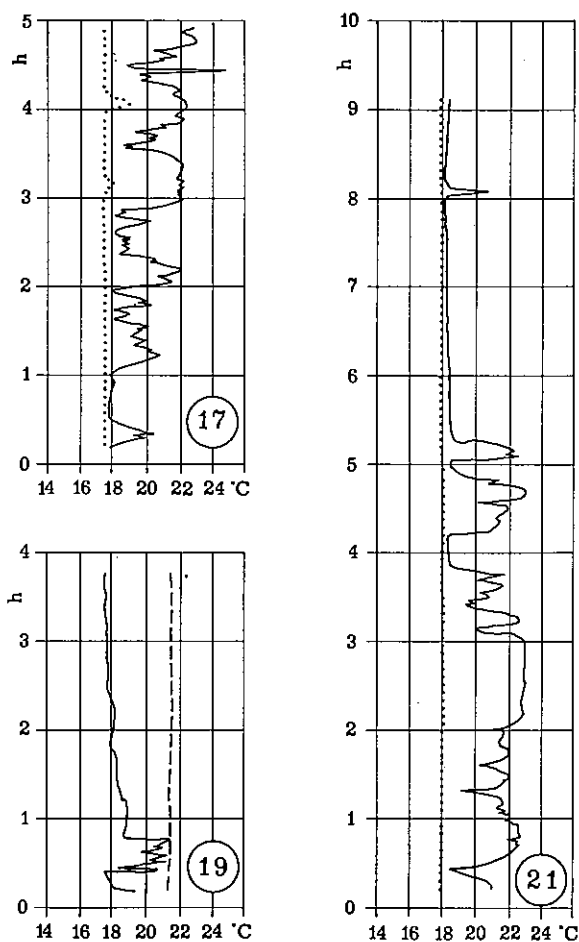


Fig. 82 — Andamento nel tempo della temperatura misurata alle scaturigini delle estavelle n. 17, 19 e 21 ubicate in fig. 81; a tratto continuo la temperatura alla scaturigine, a tratto punteggiato temperatura dell'acqua di mare circostante.

Fig. 83 — Vortice di estavella marina in fase di inghiottimento messo in evidenza da acqua marcata con fluoresceina; il diametro dell'area marcata misura circa cm 60.



7.1.5. Considerazioni conclusive

Con questa indagine non si è voluto affrontare quantitativamente il problema degli efflussi a mare della falda profonda; diventa infatti particolarmente difficile localizzare quei tipi di efflussi attraverso formazioni permeabili per porosità e valutare correttamente le portate fluenti da tutte le manifestazioni idriche, data la forte influenza che su queste esercita il variare del livello del mare.

Pertanto questo studio si limita più che altro a segnalare le zone attraverso le quali fluiscono a mare le acque sotterranee della Penisola Salentina.

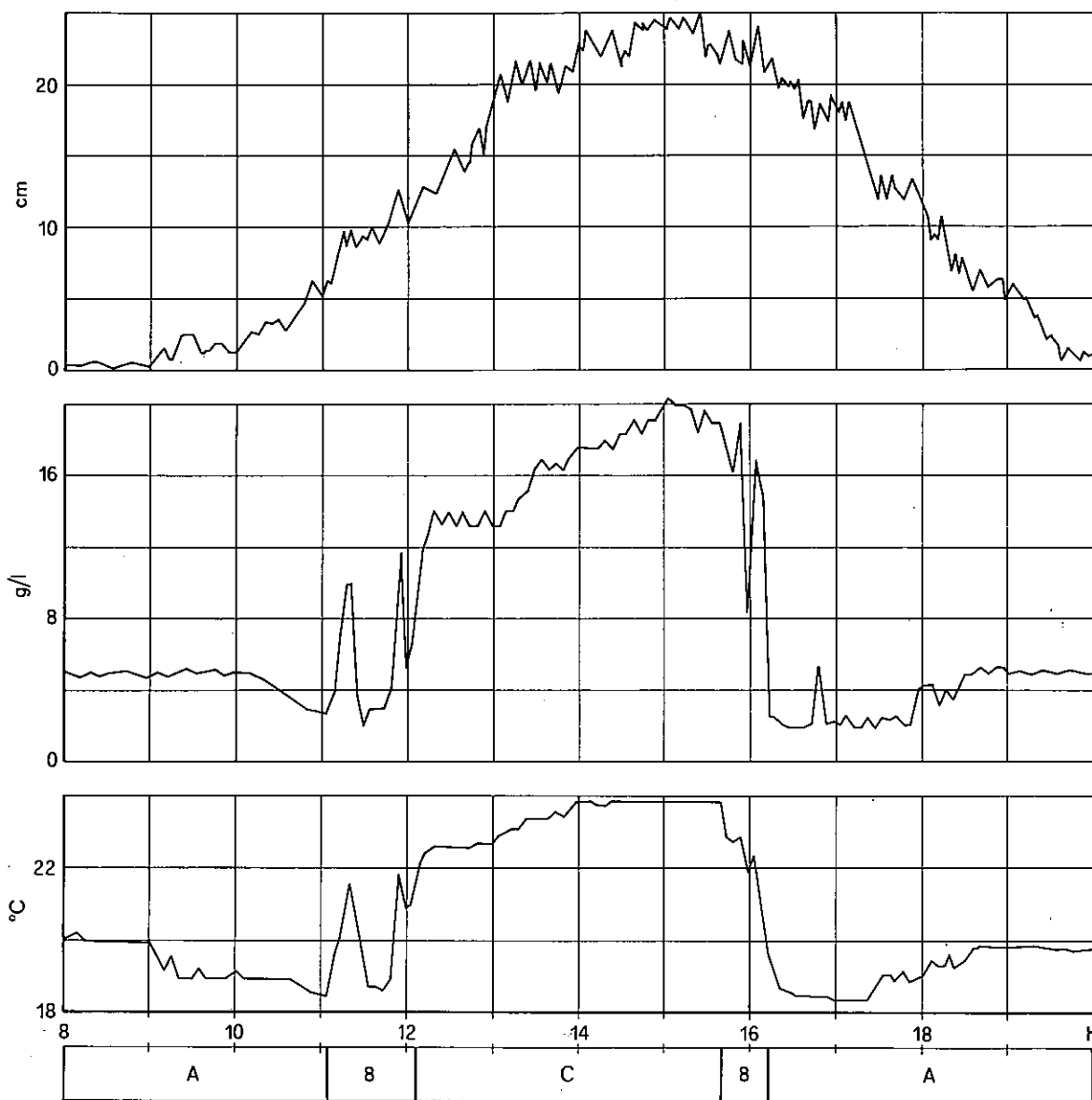


Fig. 84 — Variazioni del contenuto di cloro (g/l) e della temperatura (°C) dell'acqua confrontate con l'oscillazione di marea (cm) misurate all'orifizio di una estavella di S. Isidoro (n. 21 di figura 81) con sonda a neutroni e termometro elettrico in un intervallo di tempo di 12 ore (h); appare evidente, dal variare del contenuto di cloro e della temperatura, il funzionamento dell'estavella in regime di polla (A), alterno (B) e di inghiottitoio (C).

La distribuzione lungo la costa dei diversi tipi di terreni a vario grado di permeabilità è il fattore geologico fondamentale che dà luogo a concentrazioni, a diffusioni o ad assenza di manifestazioni sorgentizie. Talvolta è risultato però che anche in zone caratterizzate dall'affioramento di terreni mediamente permeabili lungo la costa possono mancare del tutto fenomeni sorgentizi. Tali casi necessitano ovviamente di dettagliati studi geologico-stratigrafici che possano rendere ragione di ciò. Si cita ad esempio il litorale di Gallipoli, ove l'assenza di scaturigini costiere è dovuta alla presenza di un livello argilloso interposto tra le rocce carbonatiche del Cretaceo ed i terreni post-cretacei caratterizzati da un medio grado di permeabilità, affioranti lungo la costa.

7.2. Lineamenti idrogeologici della zona di S. Isidoro

7.2.1. Considerazioni introduttive

L'area in esame, ubicata sul litorale ionico della Penisola Salentina a km 5 circa a SE di Porto Cesareo, è stata scelta per chiarire le modalità con cui si esplica la circolazione idrica sotterranea della falda profonda in condizioni di libero deflusso a mare ed in assenza di falde superficiali.

Qui, infatti, l'acquifero è quasi del tutto costituito dalle rocce carbonatiche del Cretaceo, permeabili per fessurazione e per carsismo; i modesti lembi calcarenitici del Pleistocene, dotati di un minor grado di permeabilità, non influiscono sugli efflussi a mare delle acque sotterranee se non in alcuni limitati tratti costieri.

Nella zona, la falda si scarica a mare attraverso gruppi di sorgenti ubicate sia sul litorale che sul fondo marino; di queste ultime alcune funzionano da estavelle.

Sotto l'aspetto morfologico la zona si presenta pressoché pianeggiante, con quote che da massimi di 30 m circa digradano dolcemente verso mare. Di conseguenza il livello freatico della falda si rinviene generalmente a modeste profondità sotto il piano campagna; da qui la presenza di numerosi pozzi a scavo creati per soddisfare le esigenze di limitate colture ortive.

Nel corso delle indagini ci si è avvalsi della presenza di questi punti-acqua. I più dettagliati accertamenti sono stati comunque condotti attraverso quattro pozzi-studio, SI 1, SI 2, SI 3, SI 4, perforati per le esigenze di ricerca del Programma (v. paragrafo 5.4., fig. 60).

7.2.2. Lineamenti geologici della zona e caratteri di permeabilità delle rocce

L'area di studio è caratterizzata, come per il resto della Penisola Salentina, dall'avere un basamento calcareo e calcareo-dolomitico in parte affiorante ed in parte ricoperto da lembi residui di terreni calcarenitici e di depositi sabbiosi depositi in vari cicli sedimentari dal Pleistocene all'Olocene (fig. 85).

Le formazioni presenti sono le seguenti, elencate dalle più antiche:

- calcari e calcari dolomitici del Cretaceo superiore;
- calcareniti e calciruditi del Pleistocene;
- depositi di spiaggia dell'Olocene.

A) *Calcari e calcari dolomitici del Cretaceo superiore*

La formazione carbonatica in oggetto, che affiora estesamente nell'area considerata, è composta da tre tipi litologici fondamentali (calcari, calcari dolomitici e dolo-

mie); molto frequentemente si osservano variazioni litologiche da un tipo all'altro sia in senso orizzontale che verticale, tanto da rendere del tutto problematica una precisa correlazione stratigrafica tra sondaggi anche quando abbastanza vicini l'uno all'altro.

La parte calcarea della serie è costituita da calcari detritici biostromali a grana fina o finissima, di colore variabile dal biancastro al bruno chiaro; contengono sovente abbondanti macrofossili, i più significativi dei quali sono Requenie e Rudiste. Intercalati si rinvencono livelli di breccie calcaree, talora in parte dolomitizzate.

La roccia si presenta nettamente stratificata con potenze comprese tra i 60 cm ed i 3 m circa.

La parte dolomitica della serie carbonatica consiste in un'alternanza di calcari dolomitici e subordinatamente, dolomie, compatti, subsaccaroidi, dal colore variabile dal grigiastro al grigio scuro; talvolta sono molto fossiliferi, con abbondanza di gasteropodi poco significativi e lamellibranchi, tra cui Requenie e Rudiste. Anche queste rocce presentano in genere una stratificazione netta.

Nella successione carbonatica è presente una macrofauna a *Sauvagesia sp.*, *Durania sp.*, *Joufia reticulata BOEHM*, *Apricardia Carantonensis d'ORBIGNY* ascrivibile al Cretaceo superiore (Cenomaniano superiore-Senoniano inferiore).

Detta successione si presenta fratturata e carsificata soprattutto nei livelli superiori ove le facies calcaree mostrano un consistente sviluppo. In profondità il grado di carsificazione si presenta generalmente meno spinto per la presenza di orizzonti di do-

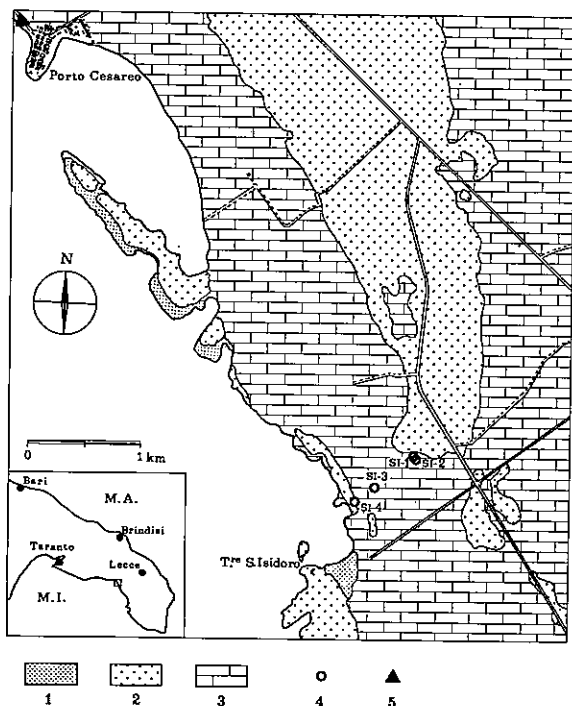


Fig. 85 — Carta geologica della zona di S. Isidoro. 1: depositi di spiaggia dell'Olocene; 2: calcareniti e calciruditi pleistoceniche; 3: calcari e calcari dolomitici del Cretaceo superiore; 4: pozzi trivellati; 5: mareografo.

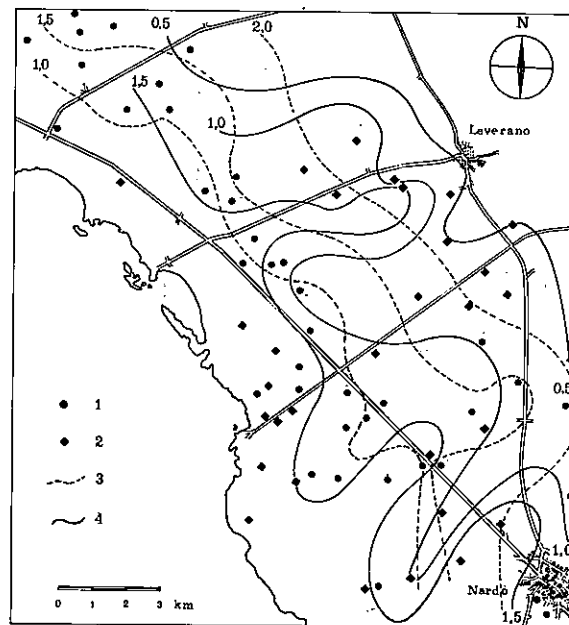


Fig. 86 — Andamento medio negli ultimi 5 anni della superficie piezometrica (linea a tratteggio) e della distribuzione della salinità in g/l (linea continua) al tetto della falda profonda nella zona di Porto Cesareo-Leverano.

lomie primarie e metasomatiche che, tuttavia, risultano interessate da una fitta rete di piani di fratturazione e di stratificazione.

Nell'insieme la formazione è, dunque, dotata di un elevato grado di permeabilità per fessurazione e per carsismo.

B) *Calcareniti e calciruditi pleistoceniche (Calabriano-Tirreniano)*

Affiorano nella fascia centrale dell'area indagata e, limitatamente ad alcuni tratti, lungo la costa; sono direttamente trasgressive sulla formazione del Cretaceo.

Note con il nome di « tufi », tali rocce presentano un colore variabile dal biancastro al giallastro. A luoghi tenere, a luoghi dure esse sono scarsamente fessurate e presentano quindi un assai modesto grado di permeabilità dovuto anche a porosità. Comunque detti terreni hanno una scarsa influenza sui lineamenti generali della circolazione idrica sotterranea, esercitando solo localmente una limitata funzione di ostacolo al libero deflusso a mare delle acque di falda.

C) *Depositi di spiaggia dell'Olocene*

Depositi di spiaggia costituiti da sabbie fini prevalentemente calcaree, di colore grigio chiaro, costituiscono i più recenti sedimenti presenti nella zona; essi bordano in alcuni tratti la linea di costa.

7.2.3. Acque sotterranee

Per la vicinanza della costa ed in assenza di sbarramenti al deflusso a mare delle acque sotterranee, la falda assume nella zona una configurazione a cuneo, con lo spigolo posto in corrispondenza della linea di costa; vale a dire che i suoi spessori, modesti anche a qualche chilometro dal mare, diminuiscono fino ad annullarsi del tutto man mano che ci si avvicina alla linea di spiaggia.

Le indagini che più avanti vengono descritte hanno avuto l'intento di spiegare i principali fenomeni connessi a siffatta situazione idrogeologica, e cioè le modalità con cui la falda defluisce a mare, con particolare riferimento alla distribuzione delle velocità di filtrazione lungo l'intero spessore della falda e della zona di diffusione e la influenza che il mare esercita sia sul chimismo della falda che sulla sua dinamica.

A) *Superficie freatica della falda*

In figura 86 è raffigurato l'andamento medio della superficie freatica della falda, così come è stato desunto da misure freatimetriche condotte dall'Ente Irrigazione di Bari in una serie di suoi pozzi trivellati. Da tale rappresentazione si ricava che nelle sue linee generali la falda defluisce a mare sotto una cadente media attorno allo 0,3‰. Le zone di maggior drenaggio sono quelle della parte settentrionale dell'area rappresentata in figura e coincidono con quei tratti costieri ove sono presenti concentrazioni di manifestazioni sorgentizie.

Nella parte meridionale dell'area il deflusso trova invece qualche ostacolo, dato dalla presenza sulla costa di terreni calcarenitici a permeabilità ridotta; qui la circolazione idrica si esplica dunque per vie preferenziali delle quali la più importante è quella larga circa km 1, poco a nord di Nardò, che fa confluire le acque sotterranee verso quel tratto di costa ove le calcareniti sono ridotte ad un'esile spalmatura sui calcari cretacei di base.

Nell'area considerata si è constatata una decisa influenza delle oscillazioni del livello mare sui livelli della falda, che si esplica sino ad una distanza media dalla costa di circa km 4; più entroterra tale influenza è praticamente trascurabile.

B) Comunicabilità dell'acquifero

Le isodiabasi della zona, indicata in figura 87, ben visualizzano le aree di preferenziale deflusso delle acque di falda, costituendo infatti aree di più facile comunicabilità con il mare, al contrario di quanto avviene per le aree ad efflusso ostacolato da terreni a bassa permeabilità, che possono anche essere costituiti da rocce carbonatiche del Cretaceo localmente poco permeabili.

In questa situazione idrogeologica l'andamento delle isodiabasi ha un significato analogo a quello delle isofreatiche di falda sostenute alla base da un letto impermeabile.

Dall'andamento generale delle isodiabasi si scostano nettamente due aree di limitata estensione: una situata a circa m 500 ad est di Torre S. Isidoro, indicante una « zolla » di terreni costituenti un ostacolo alla trasmissione del moto (terreni a permeabilità molto inferiore a quella media della zona); l'altra a SE di Torre S. Isidoro, indicante invece una via preferenziale di deflusso verso il mare delle acque sotterranee.

C) Contenuto salino delle acque di falda

Sulla scorta di analisi chimiche parziali eseguite su campioni d'acqua prelevati da pozzi a scavo e trivellati, della zona si è ottenuto l'andamento della salinità al tetto della falda, rappresentato in figura 86.

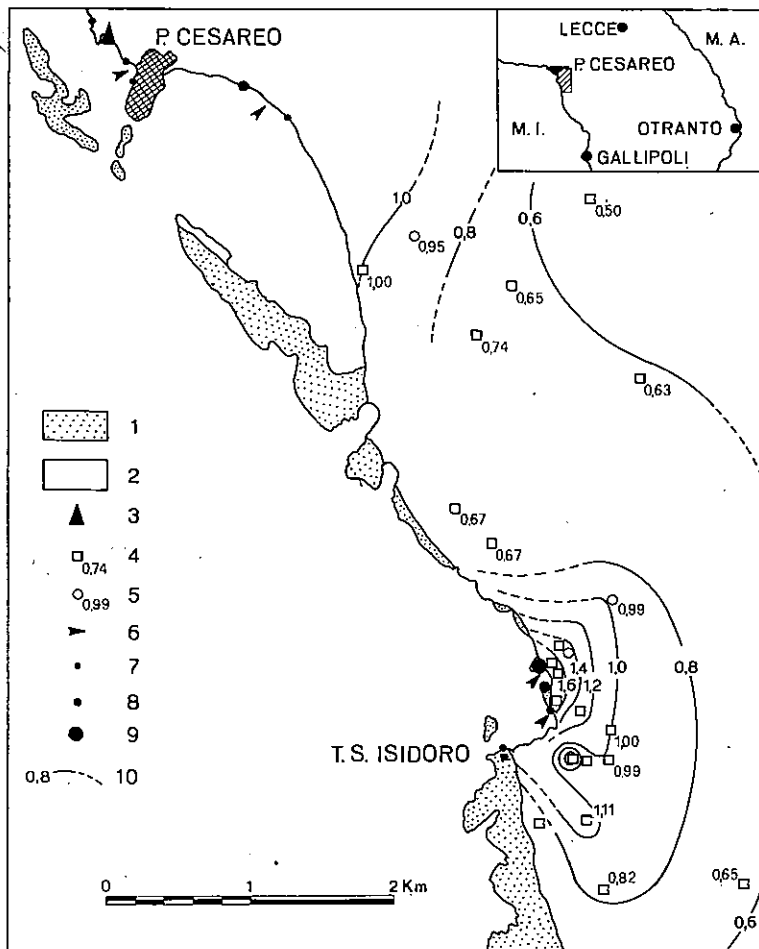


Fig. 87 — Sezione geologica orizzontale tracciata in corrispondenza del livello mare, che poco si discosta dalla superficie delle isodiabasi (o linee di uguale propagazione P). 1: calcareniti del Pleistocene superiore (scarsamente permeabili); 2: calcari, calcari dolomitici e dolomie del Cretaceo superiore (permeabili per fessurazione e carsismo); 3: ubicazione del mareografo; 4: pozzi a scavo; 5: pozzi trivellati; 6: estavelle e gruppi di estavelle marine; 7-8-9: sorgenti o gruppi di sorgenti (7: con portata inferiore a 20 l/s; 8: con portata di 20÷200 l/s; 9: con portata superiore a 200 l/s); 10: isodiabasi.

L'andamento molto sinuoso delle isoaline visualizza il diverso grado di contaminazione delle acque di falda a parità di distanza dalla costa, diversità dipendente ovviamente dalla maggiore o minore comunicabilità dell'acquifero con il mare e dalla diversa velocità di filtrazione della falda da zona a zona.

Le acque sgorganti da sorgenti lungo la costa hanno in genere contenuti salini molto elevati, da minimi di 8 g/l circa ad oltre 15 g/l.

In tutta l'area studiata, i contenuti salini non scendono mai a valori molto bassi, riscontrandovisi valori superiori a 0,5 g/l anche a km 10 circa dalla costa.

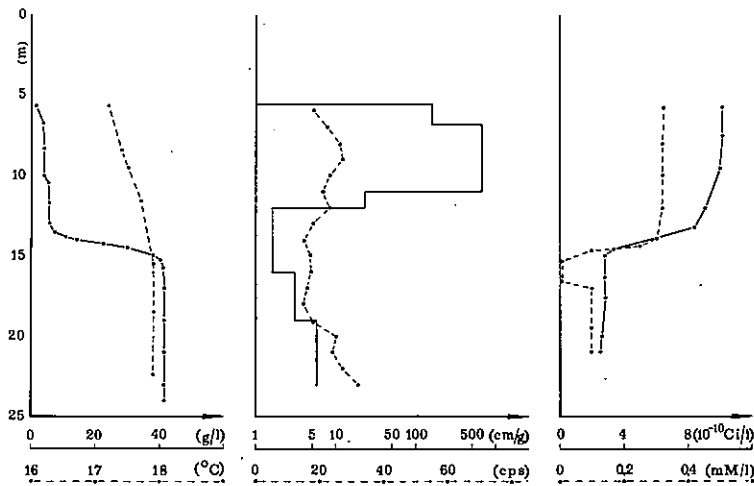


Fig. 88 — Andamento della salinità (g/l), della temperatura (°C), della velocità di filtrazione (cm/g = cm/giorno), della radioattività naturale (cps = colpi/sec), del contenuto di radon (10^{-10} Ci/l = curie/litro) e CO₂ indipendente (mM/l) del pozzo SI-3.

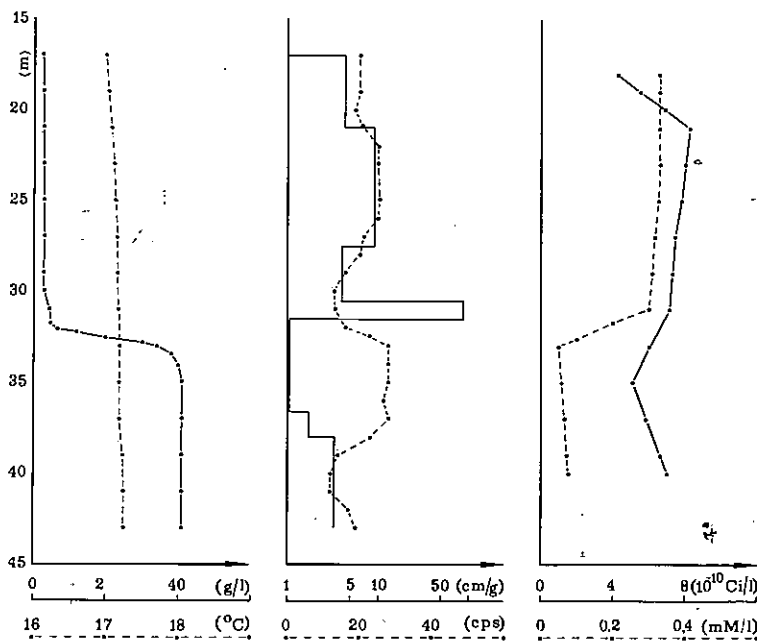


Fig. 89 — Andamento della salinità (g/l), della temperatura (°C), della velocità di filtrazione (cm/g), della radioattività naturale (cps), del contenuto in radon (10^{-10} Ci/l) e CO₂ indipendente (mM/l) del pozzo SI-1.

Carotaggi salini effettuati sistematicamente in pozzi trivellati mostrano che la falda, al di sopra dell'acqua di mare di invasione continentale, ha contenuti salini poco variabili con la profondità. Al pozzo SI 3 (fig. 88) lo spessore della falda è di circa m 8, con contenuti salini passanti da 4 a 6 g/l; al pozzo SI 1 (fig. 89) lo spessore è di circa m 15 con contenuti salini passanti da 2,5 a 4 g/l.

La zona di diffusione che separa l'acqua dolce dall'acqua di mare è contenuta in pochissimi metri e, comunque, il suo spessore aumenta con l'aumentare della distanza dalla costa (v. paragrafo 5.4.). Come detto in altre pagine, si è constatata una debole oscillazione nel tempo del tetto della zona di diffusione in rapporto alla pluviometria. Inoltre il letto della zona di diffusione, oltre che ad analoghe oscillazioni di lungo periodo, subisce delle oscillazioni indotte dalle variazioni periodiche e aperiodiche del livello mare (fig. 64).

Carotaggi termici effettuati in concomitanza con quelli salini hanno messo in evidenza (figg. 88, 89) che la temperatura delle acque di falda è legata alla sua mobilità; al pozzo SI 1, ove la falda è dotata di una certa mobilità per il suo intero spessore fino alla zona di diffusione, la temperatura si mantiene pressoché costante attorno al valore di 17,1 °C; al contrario al pozzo SI 3, dove maggiore mobilità della falda si riscontra solo nella sua parte superiore, la temperatura subisce un incremento lungo la verticale della colonna idrica, passando dal valore di 17,2 °C a quello di 17,9 °C.

Generalmente comunque la temperatura subisce sempre un modesto incremento in corrispondenza della zona di diffusione.

D) Chimismo delle acque

Al fine di conoscere la composizione chimica delle acque di falda ed i rapporti intercorrenti tra queste e l'acqua di mare di invasione continentale, si sono analizzati numerosi campioni di acqua prelevati da pozzi e sorgenti costiere, nonché in mare a circa km 3 dalla costa, distanza alla quale si può ragionevolmente presumere che la composizione chimica dell'acqua di mare non risenta dei versamenti della falda.

In figura 90 sono riportati i diagrammi relativi ad alcune analisi scelte tra le più rappresentative.

Da tali diagrammi appare che tutte le acque di falda risultano più o meno miscelate con acque di mare di invasione continentale. L'entità di tale miscelamento decresce con l'aumentare della distanza dalla costa; si osserva infatti che il campione prelevato al tetto della falda nel pozzo SI 1 risulta meno contaminato degli altri campioni prelevati in punti-acqua più prossimi alla costa: tale minore contaminazione risulta dai più bassi contenuti in Mg^{++} e SO_4^{--} e dall'entità del rapporto $SO_4^{--}/(CO_3^{--} + HCO_3^-)$.

Il campione prelevato al livello statico nel pozzo SI 3 mostra già un discreto grado di miscelamento.

Le acque campionate alle sorgenti costiere presentano lo stesso contenuto salino e gli stessi rapporti caratteristici delle acque che la falda si rinvengono al tetto della zona di diffusione.

Anche per le acque sotterranee della zona di S. Isidoro, come per il resto della Penisola Salentina, la misura del solo contenuto di Cl^- è buon indice del grado di miscelamento delle acque di falda con l'acqua di mare di invasione continentale, dato il rapporto pressoché costante tra Cl^- e contenuto totale in sali.

E) Contenuto in C^{14} delle acque

Sono state effettuate determinazioni del contenuto in C^{14} sia delle acque di falda che delle acque di mare di invasione continentale, nonché di acque marine prelevate a circa km 3 al largo di Porto Cesareo.

Il valore ottenuto, rispetto allo standard N.B.S., per il campione di acqua di

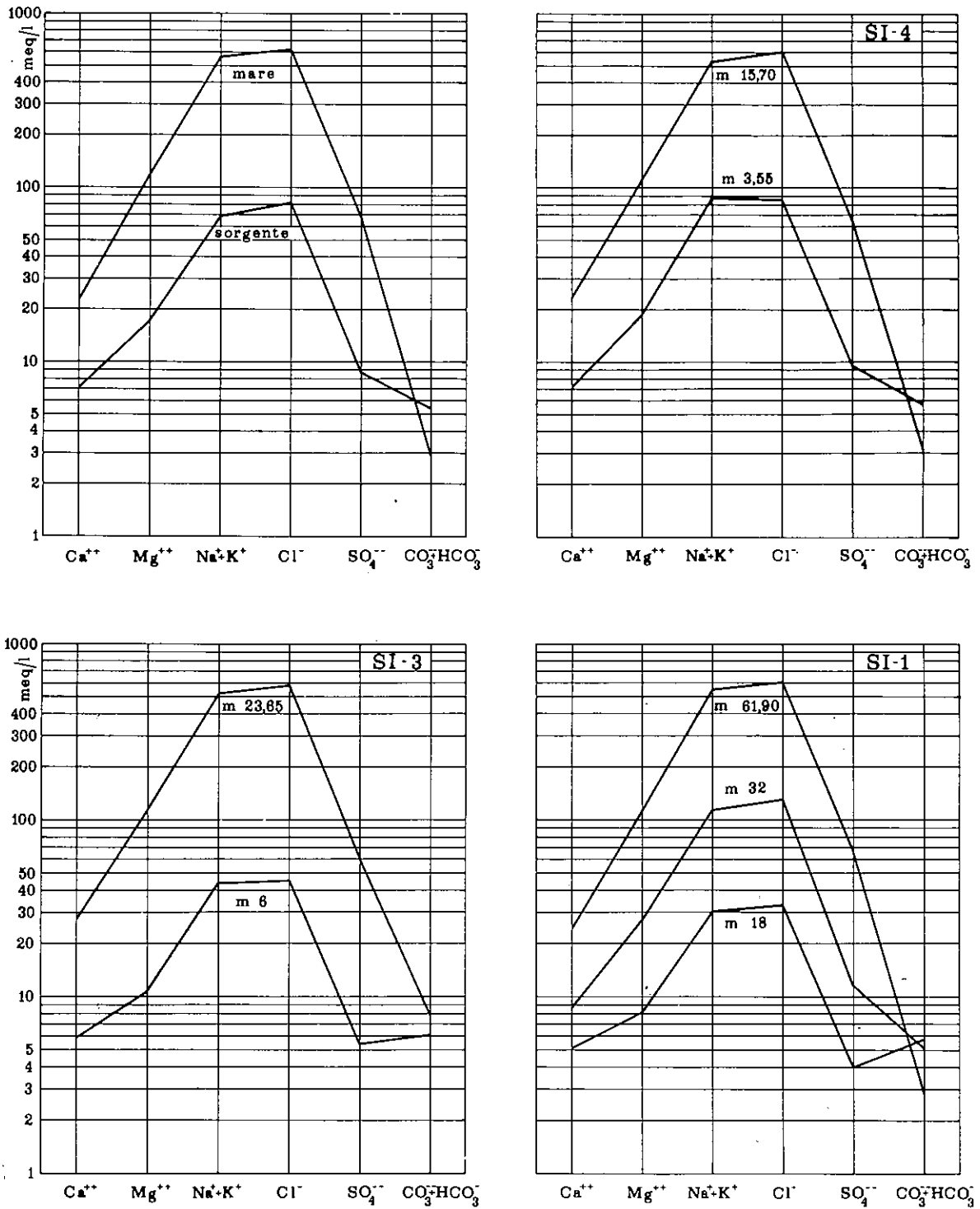


Fig. 90 — Composizione chimica delle acque di falda e di mare della zona di S. Isidoro.

mare risulta del 111,9% mentre si ottenevano per l'acqua di mare di invasione continentale un contenuto del 92,6% per un campione prelevato al pozzo SI 3, e dell'1,4% per il campione prelevato al pozzo CS ubicato a circa km 10 dalla costa: l'acqua di falda, campionata al pozzo SI 3, presenta un contenuto del 66,9%.

Si può dire quindi che le acque di falda della zona sono costituite in parte da acque che hanno soggiornato a lungo nel sottosuolo, miscelate con altre di alimentazione recente e aventi contenuti in C^{14} del 70-80% circa. Le acque marine sotterranee presentano contenuti in C^{14} decrescenti dalla costa verso l'entroterra; è evidente dunque che nella fascia costiera ha luogo un lento ricambio dell'acqua di mare di invasione continentale con quella di mare attuale.

F) Misure della velocità di filtrazione

Le misure della velocità di filtrazione sono state effettuate nei pozzi SI 1 ed SI 3 con l'impiego di traccianti radioattivi artificiali (I^{131} e Br^{82}).

Le maggiori velocità di filtrazione (figg. 88, 89) sono state riscontrate nel pozzo SI 3 con un valore medio di 342 cm/g per l'intero spessore della falda. Nel pozzo SI 1 la velocità di filtrazione è risultata molto minore, con un valore medio di 13,3 cm/g riferito all'intero spessore della falda e con un valore massimo di circa 100 cm/g in un limitato tratto appena al di sopra della zona di diffusione.

La velocità di filtrazione della falda aumenta avvicinandosi alla costa, come era del resto prevedibile, dato il restringersi dello spessore della falda.

In entrambi i pozzi prospettati anche l'acqua di mare di invasione continentale presenta una modesta mobilità, in accordo con le considerazioni dianzi svolte.

Misure di direzione effettuate in concomitanza mostrano che la falda defluisce in direzione SO; la direzione relativa al movimento dell'acqua di mare è risultata invece, al momento della misura, verso ESE, ossia diretta dal mare entroterra.

La velocità di filtrazione delle acque di falda e delle sottostanti acque di mare risente notevolmente dell'influenza esercitata dalle variazioni del livello mare.

I valori del contenuto in Rn e CO_2 sono risultati in diretta relazione con la mobilità delle acque (figg. 88, 89).

7.2.4. Considerazioni conclusive

Le indagini svolte hanno permesso in definitiva di chiarire alcuni aspetti fondamentali della circolazione idrica della zona nonché i rapporti intercorrenti tra acqua di falda e acqua di mare di invasione continentale.

La falda defluisce liberamente verso mare, sotto una cadente che in media è dello 0,3‰, aggirando quegli ostacoli costituiti da terreni a ridotto grado di permeabilità, siano essi le stesse rocce carbonatiche del Cretaceo quando poco fratturate e poco carsicizzate o, su qualche tratto costiero, dalle calcareniti pleistoceniche.

Ad una diminuzione nello spessore della falda, man mano che ci si avvicina alla costa, fa riscontro un incremento della velocità di filtrazione.

L'acqua di mare di invasione continentale, sottoposta ad un lento ricambio nella fascia costiera, ha una influenza determinante sul contenuto salino delle acque di falda, miscelandosi ad esse in misura diversa da zona a zona secondo le locali condizioni di permeabilità dell'acquifero e in conseguenza, quindi, del grado di comunicabilità dello stesso.

Infine, le relativamente recenti età delle acque di falda nella zona dimostrano un miscelamento tra più vecchie acque provenienti dalle zone interne della Penisola Salentina con attuali acque di alimentazione, infiltrantisi lungo il suo percorso.

7.3. Idrogeologia della zona della sorgente Chidro

7.3.1. Considerazioni introduttive

A circa 42 km a SE di Taranto, sul litorale ionico della Penisola Salentina ed in prossimità dell'abitato di S. Pietro in Bevagna, è presente una cospicua manifestazione sorgentizia, denominata Chidro (fig. 91). Essa è costituita da un insieme di scaturigini, superficiali e subacquee, affluenti in una vasca naturale a profilo grossolanamente imbutiforme avente un'area di m² 16.800 circa; da questa le acque defluiscono a mare attraverso un canale inciso in calcareniti e in depositi dunari costieri [4].

Numerose misure eseguite nel passato dalla Sezione Autonoma di Bari del Servizio Idrografico indicano una portata media di circa 2.400 l/s.

Trattandosi di una delle più cospicue manifestazioni idriche della falda profonda pugliese, essa fu presa in considerazione già nel passato per valutarne le eventuali possibilità di impiego; ma già dalle prime indagini veniva accertato che l'elevato contenuto salino (circa 3,5 g/l) delle acque fluenti al piano campagna ne limitava oltremodo l'utilizzazione in agricoltura.

Un decennio fa la sorgente è stata oggetto di uno studio preliminare condotto da parte dell'Ente Irrigazione di Bari, volto a indicare la possibilità pratica di utilizzare le sue acque [9].

Nell'ambito del programma di ricerche sulle acque sotterranee della Puglia, le indagini venivano condotte con moderni mezzi e con metodologie del tutto nuove; tali indagini si prefiggevano lo scopo primario di inquadrare il vistoso fenomeno sorgentizio nella circolazione idrica della falda profonda pugliese.

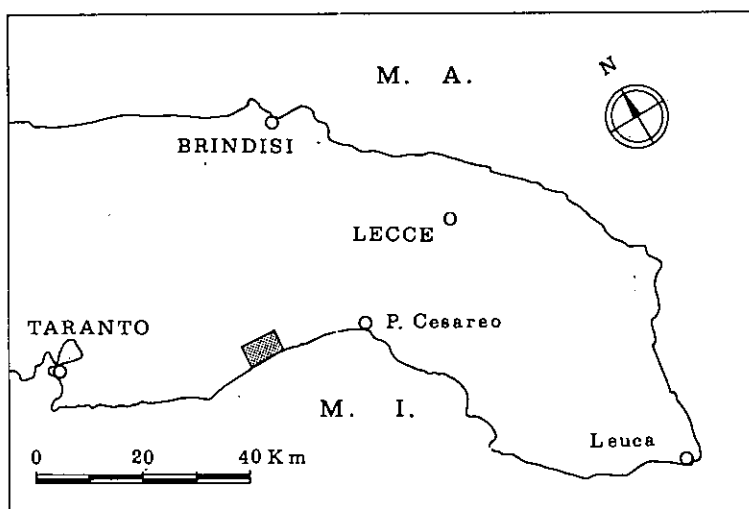


Fig. 91 — Ubicazione della zona della sorgente Chidro.

7.3.2. Cenni geologici e caratteri di permeabilità

Nella zona circostante la sorgente Chidro affiorano le seguenti formazioni, elencate a partire dalle più antiche:

- calcari e calcari-dolomitici del Cretaceo superiore;
- calcari bioclastici e calcareniti del Calabriano;
- argille e argille sabbiose del Calabriano;
- calcareniti del Tirreniano;
- depositi dunari consolidati del Tirreniano;
- depositi alluvionali e palustri dell'Olocene;
- dune costiere e spiagge naturali.

A) Calcari e calcari-dolomitici del Cretaceo superiore

Gli affioramenti di tale formazione, visibili sulla carta geologica di figura 92, rappresentano le ultime propaggini delle Serre Salentine e sono litologicamente costituiti da calcari e calcari-dolomitici microcristallini e detritici, questi ultimi a grana generalmente fina; il colore varia dal biancastro avorio, per i calcari, al giallastro per i calcari dolomitici. In accordo con altri Autori [5, 10] la formazione è riferibile al Cretaceo superiore.

Il complesso si presenta stratificato con potenze dei singoli strati raramente eccedenti il metro; le pendenze sono contenute nei 20° con immersioni variabili tra ovest e sud.

La roccia è generalmente fessurata, talvolta secondo un doppio sistema di piani di fratture disposti a circa 45° rispetto ai piani di stratificazione (fig. 93). Essa mostra sovente di avere subito fenomeni di erosione per dissoluzione: all'affioramento si presenta quasi sempre vacuolare e spesso scannellata; fessure e giunti di stratificazione risultano talvolta allargati per dissoluzione. Non sono infrequenti riempimenti da terre rosse residuali, in particolar modo presenti nell'affioramento più orientale dell'area rilevata. Sul medesimo affioramento si osservano cavità di natura carsica lungo modeste esposizioni degli strati; esse si sono formate preferenzialmente all'incrocio di fratture maggiori con i piani di stratificazione e raggiungono dimensioni massime di qualche decimetro. Nella stessa zona sono peraltro praticamente assenti le vistose forme classiche di carsismo superficiale (doline, inghiottitoi, valli chiuse, ecc.); si osserva solo qualche modesta depressione.

Praticamente trascurabile è la quantità di terra rossa che si rinviene esplorando l'affioramento di Serre della Marina, ove invece sono leggermente più accentuati i segni della dissoluzione carsica; in figura 94 è mostrato un inghiottitoio creatosi in corrispondenza di una frattura subverticale.

Accanto alle forme morfologiche denotanti un processo di incarsimento superficiale, dall'analisi delle carote estratte da pozzi trivellati si rilevano significative tracce di un carsismo profondo che, ovviamente, riveste una grande importanza ai fini della circolazione idrica sotterranea. Questo fenomeno si manifesta generalmente con cavità che possono in alcuni casi raggiungere le dimensioni del decimetro; esse sono generalmente intercomunicanti e, molto spesso, le loro pareti sono tappezzate da incrostazioni di calcite.

È importante sottolineare che si rinvencono in profondità diversi livelli così carsicizzati, separati tra di loro da spessori talvolta considerevoli di roccia compatta.

I sondaggi eseguiti nella zona sono in realtà pochi per tentare una esatta ricostruzione della evoluzione del fenomeno carsico; è certo tuttavia che questo è stretta-

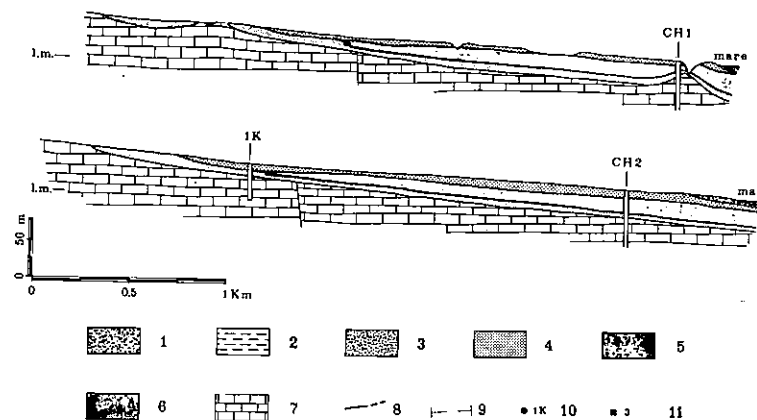
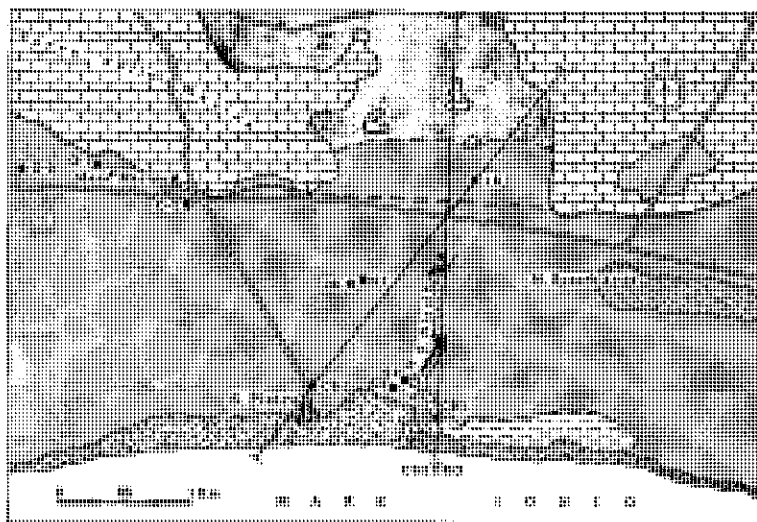


Fig. 92 — Carta geologica a sezioni della zona della sorgente Chidro (Taranto). 1: dune costiere e spiagge attuali; 2: depositi palustri dell'Olocene; 3: depositi dunari consolidati del Tirreniano; 4: calcareniti del Tirreniano; 5: argille ed argille sabbiose del Calabriano; 6: calcari bioclastici e calcareniti del Calabriano; 7: calcari e calcari dolomitici del Cretaceo Superiore; 8: faglie (sicure o probabili); 9: tracce di sezione; 10: pozzi trivellati in falda profonda; 11: pozzi a scavo in falda superficiale.



Fig. 93 — Un aspetto dei calcari del Cretaceo superiore intensamente fratturati.



Fig. 94 — Inghiottitoio nei calcari del Cretaceo superiore affioranti in località Serre della Marina.

mente connesso alle oscillazioni che il livello mare (che, come è noto, costituisce negli acquiferi costieri il livello base della falda) ha subito dal tempo dell'emersione delle masse carbonatiche al presente. In definitiva si può affermare che esistono livelli particolarmente carsicizzati, creatisi laddove la falda ha mantenuto stazionario il suo livello base per un sufficiente intervallo di tempo. Essi sono collegati da condotti verticali, rappresentati da fratture allargate dalla dissoluzione perché interessate dalla percolazione delle acque meteoriche alimentanti la falda acquifera.

Così al pozzo CH-1 si rinvengono livelli carsicizzati a partire dal tetto della formazione carbonatica sino ad una profondità dal piano campagna di circa m 120, intercalati a livelli di roccia più o meno compatta. In particolare si segnala che il livello più carsicizzato è stato rinvenuto ad una profondità dal piano campagna compresa tra i m 100 e 120.

Dall'analisi di una serie di stratigrafie di pozzi trivellati è stato possibile notare che la morfologia del substrato calcareo presenta delle irregolarità; ad esempio in corrispondenza della sorgente Chidro è presente un rilievo ricoperto dai terreni quaternari.

B) *Calcari bioclastici e calcareniti del Calabriano*

Trasgressivi sulla formazione precedentemente descritta, affiorano nella parte settentrionale dell'area in esame calcari bioclastici generalmente ben cementati, dal colore variabile dal biancastro al gialliccio, raramente anche rossiccio; sono generalmente duri e poco fratturati e presentano numerosi vacuoli di dimensioni raramente eccedenti il millimetro: accertamenti condotti su campioni di roccia prelevati in superficie indicano una porosità totale variabile dal 15% al 25% circa. Sovente la roccia passa a calcarenite biancastra molto fossilifera.

I calcari bioclastici si presentano talvolta alterati in superficie e notevolmente induriti da processi di dolomitizzazione; sovente mostrano modesti fenomeni di dissoluzione superficiale ad opera di acque meteoriche, come allargamenti di preesistenti fratture o di vacuoli.

Lo spessore della formazione risulta abbastanza contenuto, con massimi di m 12 circa e minimi sull'ordine del metro.

In assenza di una fauna caratteristica, la roccia è comunque attribuibile al Calabriano per i suoi rapporti con le argille a *Hyalinea balthica*, le quali soggiacciono ad essa nella parte meridionale dell'area in esame e con le quali la roccia è eteropica nella parte centrale. Ai fini idrogeologici la roccia può essere classificata come scarsamente permeabile.

C) *Argille, argille limose e sabbiose del Calabriano*

La sopra descritta formazione dei calcari bioclastici e calcareniti del Calabriano passa verso l'alto ad argille più o meno sabbiose e siltose. In base ai dati ricavabili dalle stratigrafie dei sondaggi eseguiti nella zona, si può desumere che le argille si spingono entroterra fino ad una distanza dal mare non superiore a km 2,5 circa.

Nell'area in esame, esse affiorano a tratti lungo le sponde del canale S. Nicola. Più a monte le argille sono molto sabbiose e contengono tasche di materiale bianco pulverulento; circa 400 metri più a sud diminuisce notevolmente la frazione sabbiosa, potendosi quindi definire la roccia come un'argilla siltosa (fig. 95). Nei sondaggi più prossimi alla costa l'argilla si rinviene generalmente plastica. Per la presenza di *Hyalinea balthica* la formazione si ascrive al Calabriano.

Lo spessore della formazione decresce man mano che ci si allontana dalla costa; localmente, inoltre, esso è condizionato dalla morfologia del tetto della formazione dei calcari e calcari-dolomitici del Cretaceo superiore. In particolare, come si osserva nella sezione geologica di figura 92, lo spessore delle argille decresce in breve spazio da m 25 a m 8 circa proprio in corrispondenza dalla sorgente Chidro.

Tali argille sono presenti lungo tutto l'arco costiero ionico, a partire dai margini occi-

dentali della « Fossa Bradanica » sino ad una decina di chilometri ad est della zona indagata. Si comprende quindi l'importanza che questa formazione assume ai fini idrogeologici perché, essendo praticamente impermeabile, costituisce sbarramento al libero deflusso a mare delle acque di falda. Il fenomeno sorgentizio stesso del Chidro è vincolato in maniera determinante dalla presenza delle argille calabriane.

D) Calcareniti e calciruditi del Tirreniano

Trasgressive su tutte le formazioni precedentemente descritte, si rinvencono, estesamente affioranti nell'area in esame, calcareniti e calciruditi giallastre e rossicce, molto fossilifere, talvolta passanti ad un calcare tipo « panchina ». Per la notevole rassomiglianza dei caratteri litologici e per la mancanza di discrete esposizioni, la distinzione dalle calcareniti del Calabriano risulta difficoltosa; pertanto il contatto tra le due formazioni è riportato in figura come incerto (fig. 92).

Anche le rocce in argomento si presentano spesso alterate in superficie e interessate da processi di dolomitizzazione. Esse sono state sottoposte all'azione dissolutrice delle acque meteoriche, in qualche caso tanto spinta da conferire alla parte esposta della roccia un aspetto fortemente cribrato (fig. 96).

Non presentano una netta stratificazione e la fessurazione è molto contenuta; ai fini idrogeologici si possono considerare scarsamente permeabili.

Il massimo spessore della formazione nella zona in studio è sull'ordine dei dieci metri.

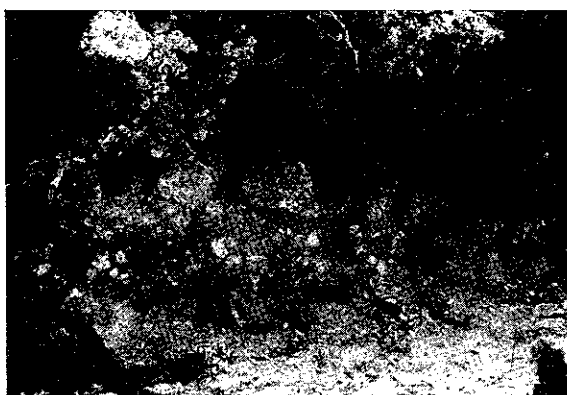


Fig. 95 — Contatto stratigrafico tra le argille calabriane e le calcareniti e calciruditi tirreniane: le argille più sabbiose e contenenti tasche di materiale pulverulento (a sinistra), passano, verso mare, ad argille plastiche (a destra).



Fig. 96 — Un aspetto delle calciruditi tirreniane soggette all'azione dissolutrice delle acque meteoriche.

E) Depositi dunari consolidati del Tirreniano

Nella parte orientale dell'area rilevata, in località Monte della Specchiarica, sono presenti dei depositi continentali litologicamente costituiti da sabbie cementate, a stratificazione incrociata. Essi appartengono ad un cordone di antiche dune, il cui piede corre per circa km 2,5 ad una quota compresa fra m 20 e m 23. Tale cordone limita verso monte un pianoro, situato ad una quota inferiore a m 25, ed evidenzia in tal modo la presenza di una linea di costa originata da una stasi della regressione che ha chiuso il ciclo sedimentario del Tirreniano.

F) Depositi alluvionali e palustri dell'Olocene

Limi ed argille talvolta torbose costituiscono il prodotto di una sedimentazione recente di ambiente continentale; praticamente impermeabili ai fini idrogeologici, affiorano in limitata estensione nella fascia costiera e sul tetto del canale S. Nicola.

G) Dune costiere e spiagge attuali

Lungo la costa sono presenti depositi costituiti da sabbie fini, prevalentemente calcaree, grigie chiare; spesso costituiscono dei cordoni di dune scarsamente fissate dalla vegetazione, nelle quali talvolta si riconosce una stratificazione incrociata e le cui altezze nell'area in esame superano anche i 5 metri.

7.3.3. Lineamenti idrogeologici della zona e genesi della sorgente Chidro

I rapporti stratigrafici intercorrenti tra le varie formazioni dianzi descritte, caratterizzate da un diverso grado di permeabilità, sono all'origine delle particolari condizioni idrogeologiche determinanti il fenomeno sorgentizio.

Come già accennato, il livello argilloso del Calabriano condiziona la circolazione idrica della zona; infatti, oltre che a porre in pressione le acque della falda profonda, esso opera un efficace sbarramento al libero deflusso a mare delle medesime.

Nel caso specifico della genesi della sorgente Chidro, da una parte la presenza del dosso calcareo nel fondo del mare calabriano ha determinato la sedimentazione di un minore spessore di argille, dall'altra queste, sia pure in misura limitata, sono state successivamente interessate, insieme ai depositi quaternari successivi, dall'erosione causata da acque meteoriche ruscellanti; tali acque, per la particolare configurazione a conca aperta verso mare dell'impluvio di monte, hanno prodotto la incisione del Canale S. Nicola, il cui potere erosivo era certo maggiore dell'attuale quando il livello mare era più basso del presente.

In definitiva, entrambi questi fattori hanno determinato un forte locale assottigliamento della copertura impermeabile, che è stata quindi perforata dalle acque della falda profonda, ivi dotate di un elevato carico idraulico.

La successiva erosione prodotta dalle acque fluenti dall'apertura ha prodotto l'attuale vasca di raccolta, a forma grossolanamente imbutiforme, raggiungente la profondità massima di m 11 circa e al cui fondo è ubicato il gruppo delle polle principali che erogano circa l'85% della portata totale della sorgente [9]. In tale punto è visibile il contatto tra le argille e le calcareniti che con esiguo spessore (sull'ordine del metro) ricoprono i calcari del Cretaceo.

Il livello argilloso, inoltre, sostiene una modesta falda superficiale contenuta nei terreni calcarenitici sovrastanti, dotati di un modesto grado di permeabilità.

A) Falda superficiale

Questa falda consente nella zona scarsissimi attingimenti attraverso pozzi a scavo.

Lungo l'incisione del Canale S. Nicola, dove in qualche punto è a giorno il contatto argille-calcareniti, mancano manifestazioni idriche a carattere di perennità; qual-

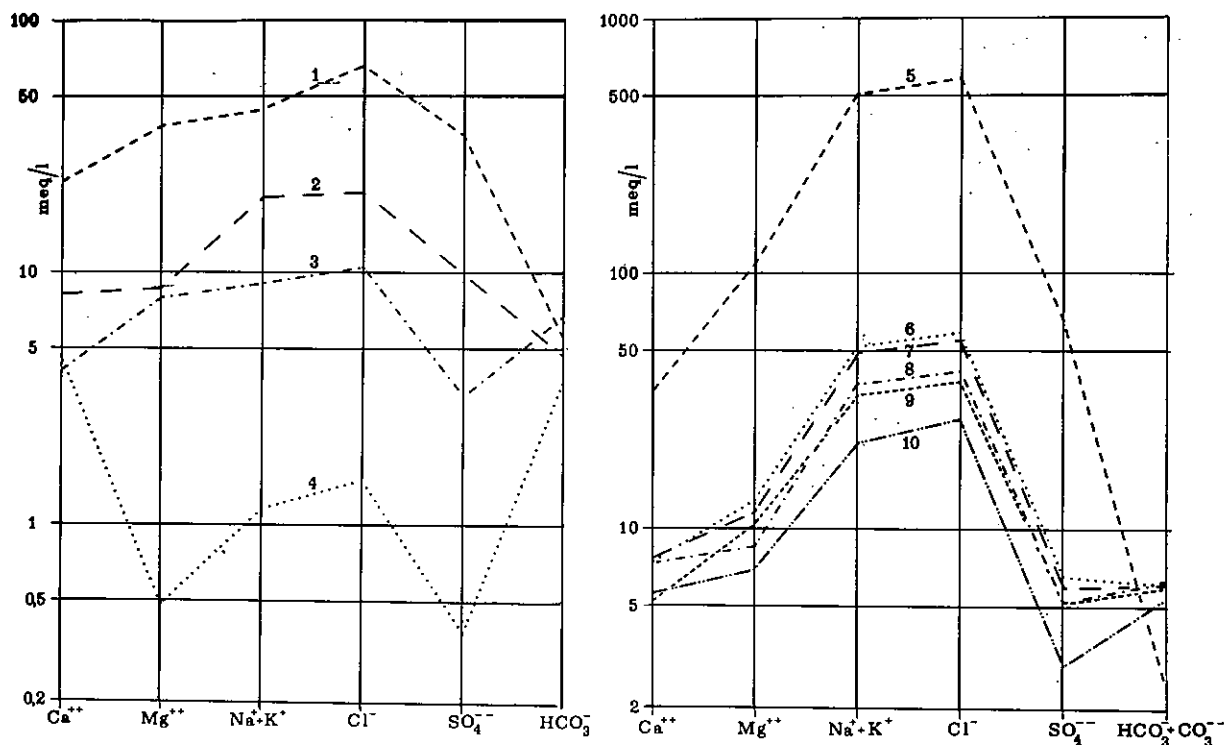


Fig. 97— Chimismo delle acque sotterranee della zona della sorgente Chidro. A sinistra falda superficiale, a destra falda profonda. 1: pozzo S 1; 2: pozzo S 4; 3: pozzo S 3; 4: pozzo Masseria Le Coturie; 5: pozzo CH 1, a m 145 dal piano campagna; 6: polla Chidro; 7: pozzo CH 1, a m 118 dal piano campagna; 8: pozzo CH 2, a m 80 dal piano campagna; 9: pozzo 3K, a m 38 dal piano campagna; 10: Pozzo O 1, a m 35 dal piano campagna.

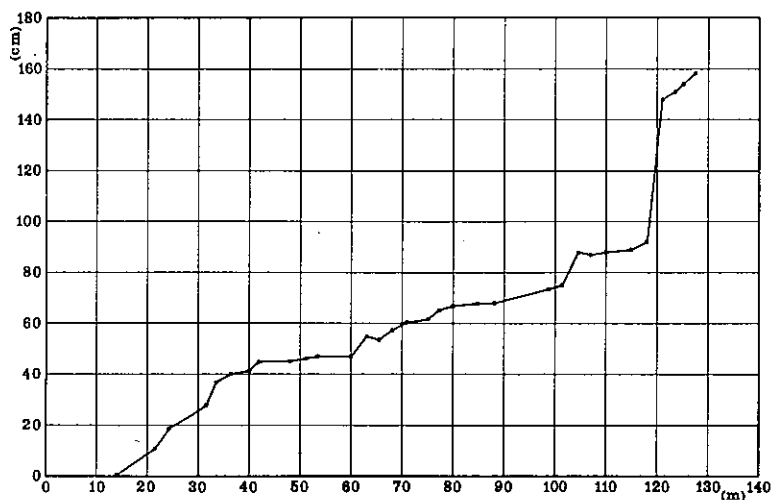


Fig. 98 — Altezze piezometriche riferite al piano campagna, misurate nel corso della perforazione del pozzo CH 1.

che scaturigine si forma infatti solo in occasione di precipitazioni di una certa durata, nel corso della stagione autunno-invernale.

Nella fascia più costiera della zona in studio, dove la superficie piezometrica della falda profonda è al di sopra del letto della falda superficiale, si verifica un tributo di acque dalla prima alla seconda, attraverso zone ove il livello calabriano è costituito da argille limose che permettono una certa filtrazione di acqua. Si spiega così la presenza di acque sorgive nel complesso delle sorgenti Chidro che chiaramente fuoriescono dalle tirreniane, ma le cui caratteristiche chimico-fisiche rispettano fedelmente quelle delle acque della falda profonda.

— *Contenuto salino e chimismo delle acque della falda superficiale*

Le acque della falda superficiale hanno contenuti salini molto variabili da punto a punto, passando da 1,3 g/l a 7,0 g/l circa. È da notare che i maggiori contenuti salini si riscontrano in campioni d'acqua prelevati da pozzi a scavo attestanti nelle argille calabriane; è quindi possibile che il prolungato contatto delle acque con questa roccia provochi la soluzione di sali contenuti in essa.

In figura 97 sono riportate, in diagramma semilogaritmico, le analisi chimiche relative a tre campioni prelevati nella falda superficiale della zona e ad un campione prelevato, nei pressi di Mass. le Coturie (fig. 99), in una falda superficiale contenuta in calcareniti e sostenuta alla base da calcareniti marnose scarsamente permeabili, le cui acque mostrano un chimismo analogo a quello di acque di alimentazione. Il confronto fra diversi diagrammi permette di osservare che l'aumento del contenuto salino nel passaggio da acque di alimentazione a quelle costituenti la falda superficiale

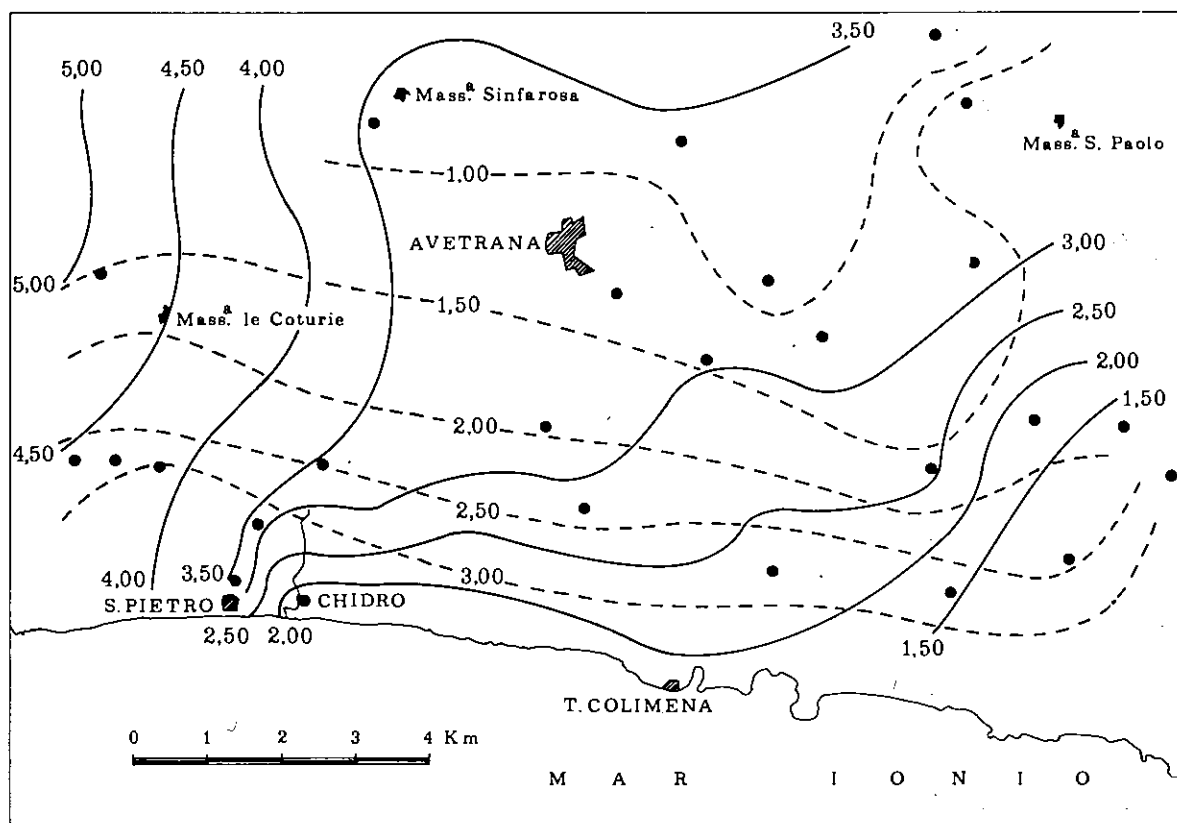


Fig. 99 — Andamento medio negli ultimi 5 anni della superficie piezometrica (linee a tratto intero) e della distribuzione della salinità (linee a tratteggio) al tetto della falda profonda.

della zona in studio, avviene a carico degli ioni Mg^{++} , Na^+ , K^+ , Cl^- ed SO_4^{--} , mentre risultano generalmente poco variati i tenori in Ca^{++} ed in HCO_3^- .

Se si paragona inoltre il chimismo delle acque della falda superficiale a quello delle acque della falda profonda, si osserva nelle prime un certo arricchimento in Mg^{++} ed in SO_4^{--} ; tale circostanza sembra doversi imputare alla soluzione di solfato di magnesio contenuto in noduli di gesso presenti nella massa argillosa.

B) Falda profonda

Gli accertamenti idrologici relativi alla falda profonda sono stati condotti sia direttamente sulle acque fluenti alla sorgente Chidro, sia in pozzi trivellati nella zona per le dirette finalità degli studi in argomento (pozzi CH-1 e CH-2), nonché attraverso altri pozzi trivellati nel passato da vari Enti.

Nel corso di perforazione del pozzo CH-1 si appalesava nell'acquifero una successione di livelli caratterizzati da un diverso grado di permeabilità; inoltre i carichi idraulici della falda aumentavano man mano che la perforazione si approfondiva (fig. 98). Tale circostanza provocava nella colonna idrica del perforo un trasporto di acque dalla parte basale della falda a quella sommitale, sicché si determinava una omogeneizzazione delle caratteristiche chimico-fisiche dell'acqua presente nel pozzo.

Per ovviare a ciò, per la corretta acquisizione dei dati idrogeologici relativi ai diversi livelli idrici componenti la falda, si provvedeva ad isolare mediante cementazioni alcuni tratti di pozzo; si creavano in tal modo numero 6 celle indipendenti tra di loro, ciascuna ispezionabile dalla superficie attraverso piezometri in PVC, secondo lo schema di figura 18.

a) Superficie piezometrica

In figura 99 è riportato l'andamento della superficie piezometrica della falda profonda tracciata in base a misure effettuate al tetto della falda stessa; essa, nella zona prospiciente la sorgente Chidro, ha una cadente media dell'ordine dello 0,5‰. Dall'andamento delle isopieziche si desume che il drenaggio dovuto alla sorgente si esercita per un raggio di km 1 circa.

Mentre ad occidente della sorgente si misurano in prossimità della costa altezze piezometriche superiori a m 3, ad oriente queste si aggirano attorno ai m 2; ciò ovviamente in quanto la presenza dello sbarramento costituito dalle argille del Calabrianiano sposta la linea di emergenza della falda profonda che altrove, quando questa fluisce a pelo libero a mare, coincide con l'attuale linea di costa. Infatti, nell'area più orientale della zona rappresentata in figura 99, la piezometrica di m 1,50 si allontana dalla costa sulla quale affiorano a km 12 ad est della sorgente calcari cretacei.

La più vistosa linea di deflusso della falda passa per Avetrana con andamento NO-SE (zona molto disturbata da forti attingimenti).

Le altezze piezometriche riportate in figura 100 sono quelle riferibili al tetto della falda; si è infatti constatato che i carichi idraulici aumentano con la profondità. Si è già accennato al fenomeno riscontrato nel corso della perforazione del pozzo CH-1, nel quale le altezze piezometriche aumentavano man mano si approfondiva il sondaggio. In questo caso, per l'esatta stima delle altezze piezometriche corrispondenti alle diverse profondità raggiunte veniva impiegata l'attrezzatura schematizzata in figura 17; essa consiste in un piezometro da 2" comunicante con una cella limitata superiormente da packer pneumatici, di grandi dimensioni, gonfiabili dalla superficie dopo l'immersione al livello prescelto per la misura piezometrica.

La sistemazione definitiva del sondaggio mediante celle consentiva una più rigorosa stima dei carichi idraulici corrispondenti a diversi livelli; tra il tetto ed il letto della falda acquifera si misurava una differenza di poco superiore ai m 2 (fig. 100).

Una riprova dei maggiori carichi esistenti nella parte inferiore della falda rispetto a quella superiore è data dalla presenza di una corrente verticale ascendente nella colonna idrica del sondaggio CH-2 (fig. 101), rivelata in situ mediante l'impiego di traccianti radioattivi.

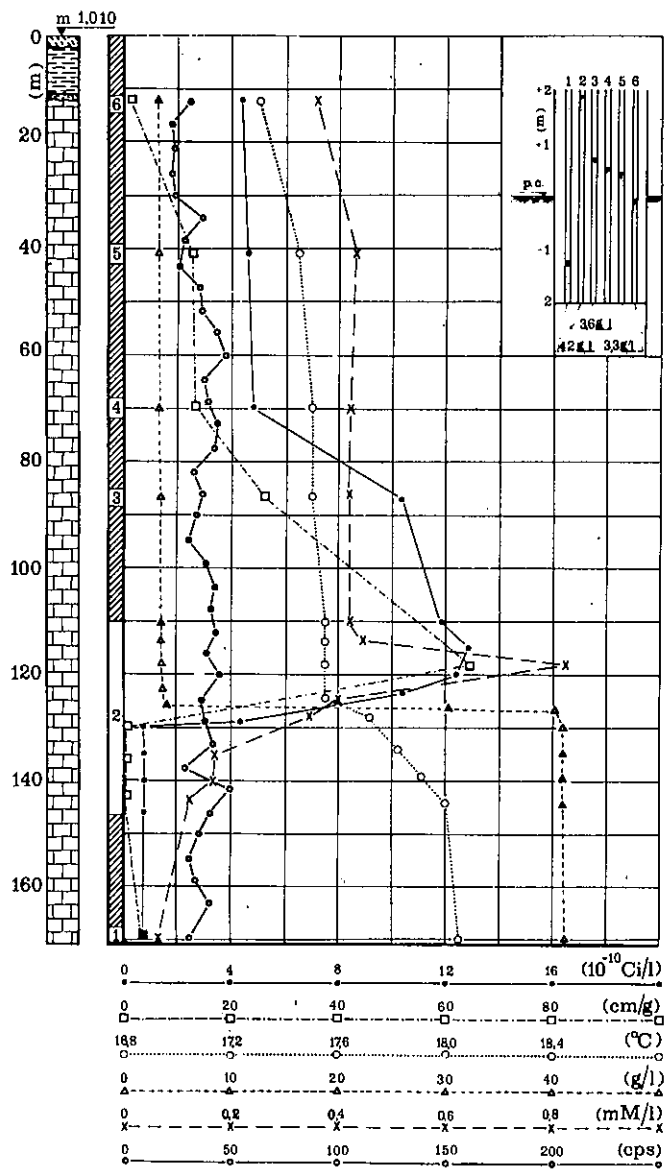


Fig. 100

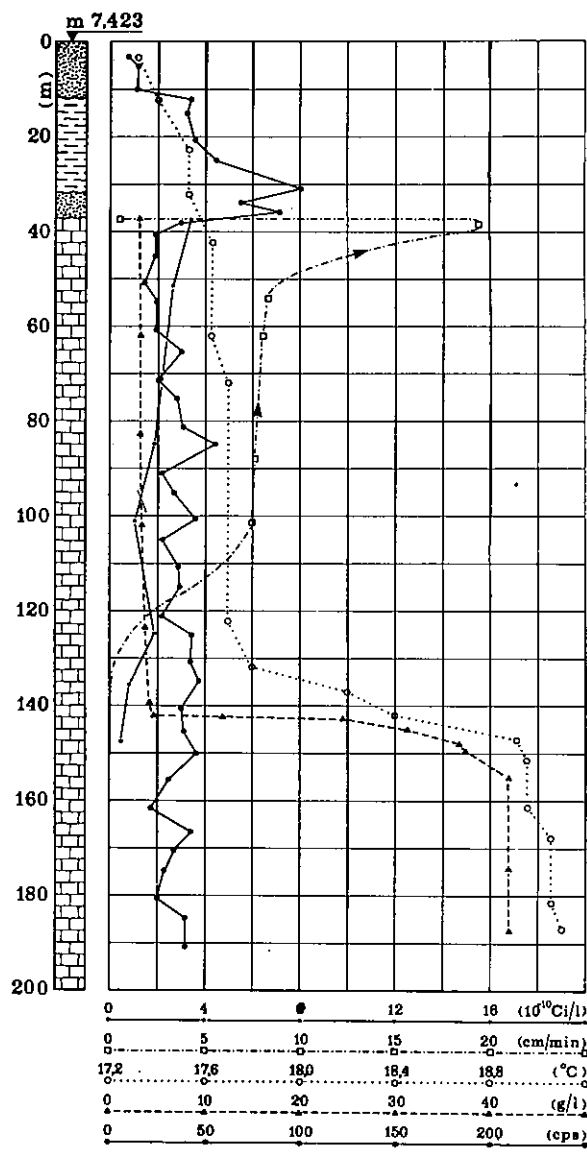


Fig. 101

Fig. 100 — Valori medi negli ultimi 5 anni del tenore in radon (Ci/l), della velocità di filtrazione (cm/g), della temperatura ($^{\circ}\text{C}$), del contenuto salino (g/l), di anidride carbonica (mM/l) e della radioattività naturale delle rocce (cps), misurati in numero 6 celle del pozzo CH-1 perforato in prossimità della sorgente Chidro. In alto i carichi piezometrici dei vari livelli acquiferi, riferiti al piano campagna.

Fig. 101 — Valori medi negli ultimi 5 anni del tenore in radon (Ci/l), della corrente verticale ascendente (cm/min), della temperatura ($^{\circ}\text{C}$), del contenuto salino (g/l) e della radioattività delle rocce (colpi/sec = cps), misurati nel pozzo CH 2 perforato a circa km 1 ad ovest della sorgente Chidro.

b) Contenuto salino e chimismo delle acque

In figura 99 sono rappresentate le curve isoaline riferite al tetto della falda acquifera. Queste evidenziano l'esistenza di una fascia costiera, larga da 1 a 2 chilometri, in cui le acque di falda hanno tenori salini maggiori di 3 g/l; contenuti inferiori ad 1 g/l si rinvenivano solo oltre km 7 circa dalla costa.

Carotaggi salini effettuati lungo la verticale di alcuni pozzi mostrano che il contenuto salino delle acque di falda varia ben poco con la profondità. Così ai pozzi CH-1 e CH-2 la salinità varia gradualmente da 3,5 a 4 g/l circa nel passaggio dal tetto della falda sino all'inizio della zona di diffusione, che nei due pozzi menzionati si rinviene rispettivamente a quota - 120 e - 133 m.

La zona di diffusione mostra spessori molto bassi in relazione alla potenza della falda, essendo di soli m 2 e m 5 circa rispettivamente al pozzo CH-1 e al pozzo CH-2.

I carotaggi salini, effettuati con frequenza trimestrale nei due predetti sondaggi per un arco di tempo di circa 4 anni, hanno messo in luce che lo spessore della falda, misurato dal suo livello piezometrico fino al tetto della zona di diffusione, non rimane costante, ma subisce delle variazioni contenute generalmente in cm 50 circa; tali variazioni sono da porre in rapporto all'alternarsi di periodi piovosi a periodi secchi (v. paragrafo 5.4.).

In figura 97 sono riportati in diagramma semilogaritmico i risultati di alcune analisi chimiche totali delle sorgenti Chidro. Si osserva che all'aumentare del totale dei sali disciolti, aumenta in proporzione il contenuto in Cl^- ed il rapporto caratteristico $\text{Ca}^{++}/\text{Mg}^{++}$ si mantiene sempre inferiore all'unità. È evidente che le acque della falda profonda risultano tutte, in misura più o meno accentuata, contaminate per miscelamento con acque di mare di invasione continentale.

c) Temperatura delle acque in falda e alle scaturigini della sorgente

Nelle figure 100 e 101 sono riportate le stratificazioni termiche rilevate nei pozzi CH-1 e CH-2; da tali rilievi si constata che, analogamente a quanto visto per il contenuto salino, la temperatura delle acque si mantiene pressoché costante dal tetto della falda sino al tetto della zona di diffusione. I valori riscontrati si mantengono nel tempo sui 17,5°C e sui 17,7°C rispettivamente per i due pozzi; nella zona di diffusione e nell'acqua di mare di invasione continentale si registra un incremento graduale che porta la temperatura ad assumere i valori rispettivamente di 18,05 e 18,95°C.

La minore temperatura misurata in corrispondenza dell'intero spessore della falda in confronto con quella delle acque della zona di diffusione e di mare di invasione continentale è da attribuire al fatto che, mentre la falda risulta dotata di una certa mobilità, l'acqua di interfaccia e quella marina sono invece praticamente immobili. Solo a partire dalla zona di diffusione l'acqua tende a porsi in equilibrio termico con la roccia. Anche la minor temperatura dell'acqua di falda misurata al pozzo CH-1 è da porre in relazione alla maggiore mobilità che qui la falda presenta in confronto a quella riscontrata al pozzo CH-2.

Le misure della velocità di filtrazione eseguite nei due pozzi confermeranno quanto detto.

Per quanto riguarda la temperatura delle acque sgorganti alle varie scaturigini del complesso della sorgente Chidro, le misure all'uopo effettuate mostrano (fig. 102) che le manifestazioni più importanti erogano acque ad una temperatura che si aggira sui 18,4°C, mentre le scaturigini minori, quelle stesse che provengono dai livelli idrici sovrastanti le argille, danno acque ad una temperatura variabile tra 17,4 e 17,5°C. La temperatura delle acque di un pozzo trivellato nelle immediate vicinanze della vasca ed attestantesi per pochi metri nei calcari di base è di 17,3°C.

È evidente da tutto quanto esposto sopra che la temperatura delle acque si può in siffatta situazione idrogeologica utilizzare come un tracciante naturale, potendosi non solo ottenere indicazioni sulla maggiore o minore mobilità della falda, ma, cosa importante ai fini del presente studio, potendosi identificare la provenienza delle acque

sgorganti alle varie scaturigini della sorgente Chidro: infatti, mentre le polle principali drenano acque provenienti direttamente dai livelli più profondi della falda, come del resto confermeranno altre considerazioni che verranno più avanti esposte, le scaturigini minori drenano acque più superficiali caratterizzate dalla minore temperatura.

d) Carotaggio della radioattività naturale gamma dell'acquifero e contenuti in radon e anidride carbonica delle acque sotterranee

Nella situazione idrogeologica caratterizzante l'area studiata, si sono rivelati ottimi traccianti naturalmente presenti nelle acque sotterranee anche il radon e l'anidride carbonica; infatti la concentrazione di questi gas è, come più volte si è ripetuto, una funzione della mobilità delle acque di falda.

Sono state pertanto eseguite misure in situ del contenuto di radon e di CO_2 lungo la colonna idrica del pozzo CH-1 e del solo contenuto di radon nel pozzo CH-2.

Preventivamente in entrambi i sondaggi è stato effettuato il carotaggio della radioattività gamma naturale dell'acquifero (figg. 100 e 101); le piccole variazioni nel conteggio in corrispondenza della formazione calcareo-dolomitica sono dovute allo stato di fratturazione e di incarsimento della roccia. Risulta inoltre molto evidente il passaggio tra i diversi tipi litologici attraversati dalla perforazione. Si può in particolare affermare, alla luce di precedenti esperienze, che i maggiori conteggi nell'ambito della formazione calabriana corrispondono ai livelli più schiettamente argillosi, come peraltro è stato anche riscontrato con osservazioni dirette sulle carote estratte nel corso delle perforazioni.

I valori delle concentrazioni in radon ed in anidride carbonica nel pozzo CH-1 si accordano perfettamente con l'andamento delle velocità di filtrazione corrispondenti ai diversi livelli idrici (fig. 100); i bassi tenori in radon rilevati nel pozzo CH-2 (fig. 101) denotano invece una scarsa mobilità della falda lungo il suo intero spessore, salvo che al suo tetto, ove anche le misure della velocità di filtrazione indicano la presenza di una via preferenziale di deflusso idrico al contatto tra i calcari e le calcareniti calabriane.

Per quanto riguarda le acque sgorganti dalle scaturigini della sorgente Chidro, si possono fare considerazioni analoghe a quelle svolte precedentemente sulla base delle temperature. Le acque drenate dalle manifestazioni idriche più importanti presentano contenuti in radon di $12,1$ e $14,2 \cdot 10^{-10}$ Curie/litro, mentre i contenuti rilevati in corrispondenza di scaturigini minori si aggirano sui $4 \cdot 10^{-10}$ Curie/litro, valore peraltro dello stesso ordine di grandezza della concentrazione in radon trovata nel già menzionato pozzo attestantesi per pochi metri in falda (fig. 102).

Anche in base a tali dati, si può confermare quanto detto prima sull'origine delle acque drenate dalla sorgente Chidro.

e) Velocità di filtrazione e correnti verticali

Le misure della velocità di filtrazione, eseguite nel sondaggio CH-1 con l'impiego di traccianti radioattivi artificiali, hanno messo in evidenza un incremento della mobilità della falda con la profondità; come si osserva nel relativo diagramma di figura 100, il valore massimo della velocità di filtrazione si riscontra al letto della falda con circa 65 cm/g.

Tale massimo della velocità di filtrazione coincide con un livello particolarmente interessato da carsismo nel quale, come già osservato, il carico della falda è peraltro superiore a quello dei livelli sovrastanti. L'acqua della zona di diffusione e quella di mare di invasione continentale risultano praticamente immobili.

La velocità di filtrazione nel sondaggio CH-2 è stata misurata in presenza di correnti verticali ascendenti; è stato quindi possibile ottenere solo dati orientativi che

indicano una scarsa mobilità, valutabile in pochi centimetri al giorno, delle acque di falda lungo l'intera colonna idrica del sondaggio. Fa eccezione il livello idrico corrispondente al passaggio tra i calcari di base e le calcareniti tirreniane, ove esiste una via preferenziale di deflusso (fig. 101).

Comunque la presenza della corrente verticale, che si origina appena al di sopra della zona di diffusione per estinguersi al livello su accennato, è molto indicativa in quanto conferma il maggior carico dei livelli idrici profondi della falda.

f) Età delle acque sotterranee

Allo scopo di acquisire informazioni circa il tempo di residenza nell'acquifero delle acque di falda profonda nonché di quelle marine di invasione continentale, sono stati effettuati campionamenti lungo la colonna idrica del pozzo CH-1 a diversa profondità, da una polla immettente acque nella vasca e dalla sorgente Boraco che sgorga a km 4 circa ad ovest della sorgente Chidro. Di tali campioni sono state eseguite determinazioni del contenuto in C^{14} .

Per risalire all'età delle acque dai contenuti in C^{14} misurati nei bicarbonati e nell'anidride carbonica disciolti nelle acque sotterranee, ci si è avvalsi dell'equazione di PEARSON ed al. [8]; si è cioè tenuto conto della diluizione subita dalla concentrazione in C^{14} dell'anidride carbonica del suolo vegetale, la quale, portata in soluzione dalle acque di infiltrazione, reagisce con i carbonati di calcio e magnesio costituenti la roccia.

L'entità di tale diluizione è stata determinata attraverso quella subita dal contenuto iniziale in C^{13} della CO_2 del suolo vegetale, assumendo per la stessa un δC^{13} pari al -22% dello standard PDB (causa l'incompleta copertura vegetale della zona) ed un contenuto iniziale in C^{14} pari al 100% dello standard NBS.

Successivamente si è tenuto conto anche dell'influenza esercitata dall'acqua di mare di invasione continentale sull'acqua di falda; come già si è visto, il contenuto

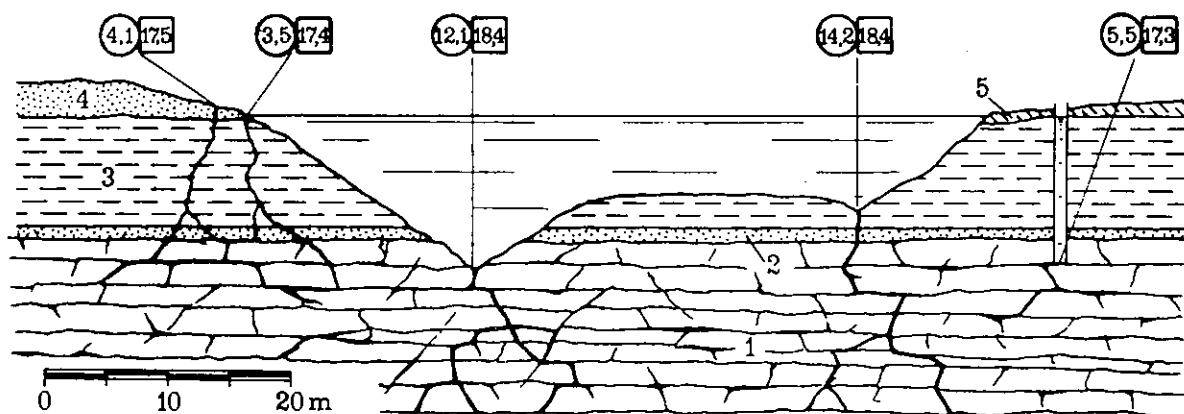


Fig. 102 — Sezione idrogeologica schematica attraverso la vasca della sorgente Chidro. Nei cerchi e nei quadrati sono indicati rispettivamente le concentrazioni in radon (10^{-10} Ci/l) e le temperature ($^{\circ}C$). 1: calcari e calcari dolomitici del Cretaceo superiore; 2: calcari bioclastici e calcareniti del Calabriano; 3: argille ed argille sabbiose del Calabriano; 4: calcareniti del Tirreniano.

salino riscontrato nelle acque della falda profonda attesta un avvenuto miscelamento tra il 90 ÷ 93% di acqua dolce con il 7 ÷ 10% di acqua di mare di invasione continentale. E' ovvio che tale miscelamento tra acque relativamente giovani con acque di mare di invasione continentale, l'età delle quali è maggiore di 23.000 anni dal presente, ha causato una diminuzione della concentrazione in C^{14} delle acque di falda, peraltro facilmente calcolabile.

Per quanto riguarda le acque della falda profonda, è risultato che i livelli più antichi sono quelli più profondi: infatti tra le profondità di m 86 e di m 120 dal piano campagna le età variano da 3.100 e 4.200 anni dal presente. Ancora più vecchie risultano le acque drenate dalla polla, le quali hanno una età di circa 6.000 anni dal presente.

L'età delle acque della sorgente Boraco è di circa 2.200 anni dal presente; chiaramente questa manifestazione sorgentizia è alimentata da livelli idrici diversi.

Le età rilevate indicano una lunga permanenza delle acque di falda nell'acquifero; unica eccezione mostra essere la presenza di un livello (a m 69 dal p.c. al pozzo CH-1) le cui acque risultano relativamente giovani (500 anni dal presente). Tale singolare circostanza può essere attribuita, con una certa probabilità, ad un miscelamento delle acque della falda profonda con acque attuali di alimentazione.

7.3.4. Regime dei deflussi: analogie con la sorgente Boraco

Dalle misure effettuate in prossimità della foce nel corso di numerosi anni, si osserva la notevole variabilità delle portate presentanti un valore medio di l/s 2.400 con un valore minimo di l/s 1.900 e massimo di circa l/s 3.100.

Le misure di portata effettuate presso la sorgente Chidro risultano inequivocabilmente influenzate dalle variazioni del carico idraulico provocato sulla vasca dalle oscillazioni del mare che si trasmettono impulsivamente attraverso il breve canale di sfocio.

Allo scopo di riconoscere l'effettivo regime idrologico della sorgente, ossia quello che sarebbe l'effettivo andamento della portata dovuto al regime idrologico della falda, venivano condotti studi anche sulla sorgente Boraco, distante dalla sorgente Chidro km 4 circa, presentante analoghe caratteristiche idrogeologiche e di emergenza, ma ben più idonea per una corretta sperimentazione.

A partire dal 1969 venivano condotte misure idrometriche e di portata nei canali delle due sorgenti in sezioni opportunamente scelte; al Boraco in uno dei due canali ivi esistenti in una posizione intermedia tra un gruppo di scaturigini e la confluenza col secondo canale alimentato da altre scaturigini, al Chidro, come detto sopra, in un canale secondario tra i più attivi.

Dette sezioni di misura venivano attrezzate con apparecchi idrometrografici a scala di registrazione 1:1.

Nella figura 103 sono indicati i valori medi giornalieri dei livelli idrici nei canali rilevati alle sezioni di misura negli anni 1969, 1970 e 1971. Da detti diagrammi scaturisce che il comportamento idraulico delle due sorgenti è simile. Le differenze riscontrabili nell'andamento idrometrico, particolarmente marcato nel primo semestre dell'anno 1969, sono dovute alla diversa distanza delle sezioni di misura dal mare, al differente tipo di canale di sfocio, all'entità delle portate scaricanti a mare, nonché alla folta vegetazione ancora presente nei canali; non è da escludere infine che nel canale Boraco vi sia stata una regolarizzazione delle portate.

Si osserva che le portate misurate nei canali del Chidro e del Boraco non mostrano una corrispondenza biunivoca con le corrispondenti altezze idrometriche istantanee chiaramente influenzate dal mare; è stato pertanto impossibile tracciare le curve di portata relative a ciascuna sezione di misura.

Accertato che le portate fluenti nei canali del Chidro e del Boraco non variano

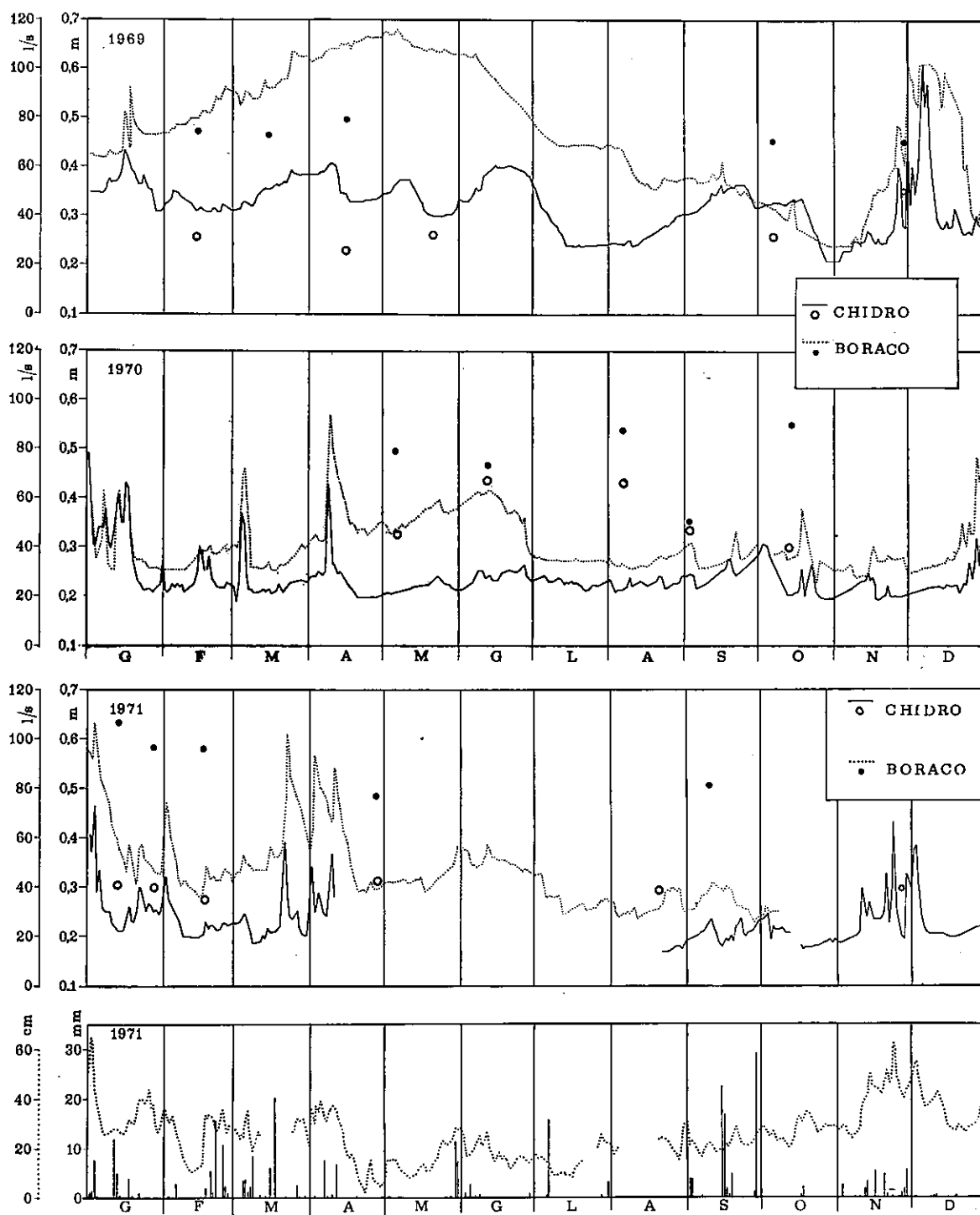


Fig. 103 — Valori delle altezze idrometriche medie giornaliere (linee) e delle portate fluenti (cerchi) relative agli anni 1969, 1970, 1971. Nel diagramma in basso è riportato, per l'anno 1971, l'andamento dei livelli medi giornalieri del mare e delle altezze di pioggia.

sensibilmente nell'arco di un giorno, dalla figura 103 è possibile rilevare come le stesse portate non sembrano definire un particolare regime idrologico e tanto meno il loro andamento è legato a quello delle altezze idrometriche medie giornaliere.

Dopo aver rilevato con tre anni di osservazioni l'identità di comportamento idrologico delle due sorgenti, per la ricerca che si intendeva effettuare veniva preso in considerazione il Boraco, in quanto i canali eduttori di tale sorgente si presentano nettamente più regolari di quelli del Chidro: per la lunghezza dei tratti rettilinei con sezioni pressoché costanti lungo il loro sviluppo, per la pendenza del fondo, l'andamento altimetrico, nonché per le maggiori velocità di deflusso delle acque.

Pertanto nel 1972 su uno dei due canali del Boraco veniva realizzato uno stramazzo in parete sottile tipo Bazin a vena libera, dopo aver opportunamente regolarizzato il tratto di canale relativo alla sezione di misura. Tale stramazzo aveva lo scopo di eliminare l'influenza delle oscillazioni periodiche del mare sui livelli idrici a monte dello stesso e l'altezza sul fondo era tale che il rigurgito da questo creato non raggiungesse la zona delle scaturigini provocando un carico alle sorgenti. Inoltre l'altezza veniva calcolata in modo da permettere che solo in rari giorni dell'anno, con un mare particolarmente alto concomitante con l'alta marea, le acque fluenti a valle dello stramazzo potessero presentare altezze idrometriche superiori alla sua soglia senza esondare nelle campagne circostanti.

A seguito della realizzazione dello stramazzo a monte dello stesso non si verificano oscillazioni apprezzabili dell'altezza idrometrica; ciò è comprensibile in quanto le oscillazioni periodiche del mare, che mediamente sono dell'ordine di cm 20, ora vengono trasmesse solo attraverso l'acquifero che ne opera uno smorzamento pressoché totale a causa della lunghezza del tratto interessato e delle caratteristiche idrogeologiche.

In figura 104, oltre all'andamento delle altezze idrometriche medie giornaliere rilevate nell'anno 1973 a monte e a valle dello stramazzo, sono indicati i risultati delle misure di portata effettuate nello stesso anno in due sezioni di cui l'una in prossimità delle scaturigini e l'altra a valle dello stramazzo.

Nel Boraco nel corso degli anni dal 1969 al 1971 le misure di portata eseguite hanno mostrato l'estrema variabilità delle portate stesse con un valore massimo di l/s

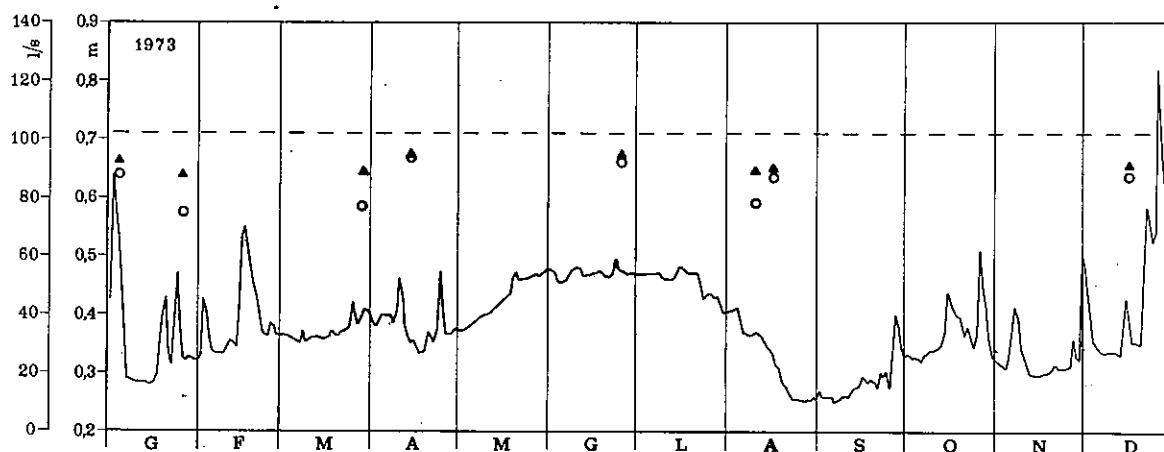


Fig. 104 — Sorgente Boraco: andamento delle altezze idrometriche medie giornaliere a monte (linea tratteggiata) e a valle (linea continua) dello stramazzo e valori delle portate fluenti misurate in prossimità delle scaturigini (triangolo) e a valle dello stramazzo (cerchi), nell'anno 1973.

106 ed un minimo di l/s 50,6 con uno scarto al massimo di oltre il 52%.

Le misure di portata effettuate dopo l'installazione dello stramazzo nel tratto di canale ove è nullo l'effetto di rigurgito, ossia in prossimità della scaturigine, hanno fornito valori compresi tra 88 e 95 l/s con uno scarto del 7,3%, essenzialmente dovuto alle variazioni aperiodiche del mare nonché, ovviamente, ai fenomeni di alimentazione della falda.

Le misure effettuate subito a valle dello stesso hanno presentato valori compresi tra l/s 75 e l/s 94 con uno scarto dell'ordine del 20%; in tale sezione si risentono ovviamente le influenze del mare che si esplicano sui livelli idrici del canale, come attestano gli idrometrogrammi.

Va inoltre osservato come i valori di portata rilevati a monte dello stramazzo risultino sempre superiori rispetto a quelli rilevati a valle con uno scarto medio dell'ordine del 7%; ciò può senza dubbio attribuirsi a perdite che si verificano attraverso le pareti del canale nella zona compresa tra le due sezioni di misura.

Con la realizzazione al Boraco dello stramazzo, è apparso chiaro che il regime della sorgente, una volta eliminata la causa perturbatrice che agisce sui deflussi attraverso il canale, può considerarsi pressoché costante.

Quindi l'estrema variabilità delle portate e la mancanza di corrispondenza biunivoca con le relative altezze idrometriche sono dovute esclusivamente all'azione del mare che agisce in maniera essenzialmente diretta sui deflussi attraverso i canali, modificandone le portate sia agendo sulle altezze idrometriche sia tramite la celerità di risalita delle onde nei canali.

In definitiva è evidente che quanto è stato possibile appurare al Boraco, date le analogie esistenti sia per quanto attiene alle modalità di emergenza che per il regime idrologico, è sicuramente valido anche per il Chidro ossia anche la portata della sorgente Chidro può considerarsi pressoché costante sui valori molto prossimi al valore medio riscontrato.

7.3.5. Considerazioni conclusive

Le indagini espletate nella zona della sorgente Chidro hanno in definitiva permesso di chiarire i fenomeni che sono alla base della manifestazione sorgentizia e che hanno determinato le caratteristiche chimico-fisiche sia delle acque sgorganti sia di quelle circolanti nell'acquifero cretaceo.

Si è visto che le sorgenti si originano in corrispondenza di un rilievo del tetto del substrato calcareo, in corrispondenza cioè di una zona ove l'esigua copertura argillosa è stata perforata dalle acque in pressione della falda profonda. Esse sono alimentate direttamente dai livelli idrici più profondi, ma non immediatamente sottostanti alle scaturigini; infatti la temperatura riscontrata in corrispondenza dei livelli più profondi del pozzo CH-1 non supera i 18°C, mentre si hanno valori più elevati nelle acque dei livelli più profondi al pozzo CH2; le acque sgorganti dalle principali polle hanno appunto una temperatura di 18,4°C.

Un importante risultato conseguito con le ricerche è che il carico idraulico della falda aumenta con l'aumentare della profondità; di questa singolare circostanza si deve tener conto allorché si vogliono impostare calcoli teorici circa la profondità di rinvenimento della zona di diffusione al contatto tra l'acqua di falda e l'acqua di mare di invasione continentale. Risultano pertanto inesatti, a tal fine, i dati piezometrici quando sono ricavati da piezometri attestantisi solo per pochi metri in falda. La conseguenza più vistosa ed importante ai fini pratici delle presenti indagini è rappresentata dall'elevato contenuto salino delle acque della falda su larga estensione e per l'intero spessore: infatti i livelli idrici più profondi, di per sé già interessati da fenomeni di miscelamento con acque marine di invasione continentale, sono in grado di spingere acque salmastre in tutta la falda sovrastante contaminandola irrimediabilmente.

E' da escludere che l'elevato contenuto salino delle acque della falda sia causato

da una risalita della zona di diffusione per effetto emungente della sorgente; a tal proposito giova anzi ricordare che le quote di rinvenimento della zona di diffusione sono risultate di m —120 e di m —133 rispettivamente ai pozzi CH 1 e CH 2 distanti tra di loro circa km 1. La differenza di quota dell'interfaccia (m 13) tra i due pozzi rappresenta l'unica modesta risalita della zona di diffusione dovuta all'effetto drenante della sorgente.

Così come sgorgano, le acque della sorgente Chidro non possono trovare un immediato e diretto impiego per usi irrigui; d'altro canto la costanza nel tempo della concentrazione salina e della temperatura è un'ottima prerogativa per il loro almeno parziale impiego attraverso opportuni impianti di dissalazione oppure mediante miscelamento con acque aventi minore contenuto salino e di altra provenienza.

7.4. Cenni sui « citri » del Mar Piccolo di Taranto

7.4.1. Considerazioni introduttive

Sotto il nome locale di « citri » vanno alcune manifestazioni sorgentizie sottomarine, legate alla circolazione idrica della falda profonda avente sede nelle masse calcaree mesozoiche sottostanti al Mar Piccolo e al Mar Grande di Taranto; una sezione geologica schematica presumibile per un « citro » è riportata in fig. 105.

Come si è detto nelle pagine precedenti, circa questo tipo di manifestazioni sorgentizie si forniscono qui solo alcuni cenni, non avendo formato esse argomento specifico del presente « Programma ». Tuttavia, come si evince dal predetto schizzo geologico, le modalità di affioramento della sorgente, pur essendo questa sottomarina, non si discostano molto da quelle già illustrate per la sorgente Chidro.

La differenza sostanziale sta nel fatto che i « citri », allo stato del livello attuale del mare, sono da considerarsi vere e proprie sorgenti sottomarine; è probabile che

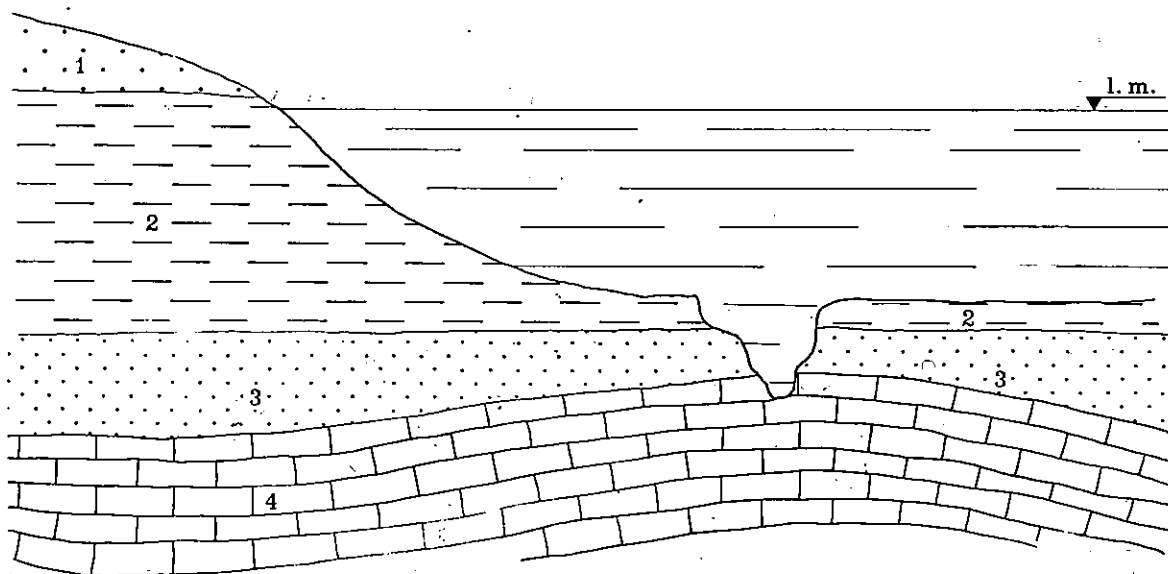


Fig. 105 — Sezione geologica schematica di un « citro ». 1: Calcareniti generalmente grossolane e compatte, da discretamente a scarsamente permeabili per porosità e fessurazione (Tirreniano-Calabrianiano); 2: Argille e marne argillose con frequenti intercalazioni sabbiose, praticamente impermeabili (Calabrianiano); 3: Calcareniti a grana fine molto compatte, scarsamente permeabili (Pliocene sup.); 4: Calcarei e calcari dolomitici, molto permeabili per fessurazione e carsismo (Senoniano-Turoniano).

alcuni millenni orsono, stando ai lineamenti paleogeografici ricostruiti per l'arco ionico tarantino (v. più avanti), i « citri » fossero anch'essi delle sorgenti subaeree, aventi le stesse caratteristiche di emergenza della sorgente Chidro.

I « citri », paleosamente visibili in loco attraverso la serie di anelli concentrici che essi formano alla superficie del mare in corrispondenza dei loro punti di emergenza sottomarina, hanno da tempo richiamato l'attenzione di ricercatori e studiosi dell'idrogeologia pugliese per le cospicue quantità d'acqua, spesso a relativamente bassi contenuti salini, che da essi sgorgano direttamente a mare.

Nell'ambito del presente « Programma » tali manifestazioni idriche non costituivano oggetto di indagini in loco, anche perché studi particolareggiati sulle modalità di efflusso di tali manifestazioni e sulle possibilità di captazione venivano dal C.N.R.-IRSA affidate ad altro gruppo di ricerca, particolarmente dotato di idonee apparecchiature subacquee, diretto dal dott. A. STEFANON.

7.4.2. Lineamenti del bacino idrogeologico afferente ai « citri »

La circolazione idrica sotterranea si esplica nell'ambito delle masse carbonatiche cretacee che, dall'essere in affioramento in qualche caso fino a 2 km dalle sponde settentrionali del Mar Piccolo, rapidamente sprofondano verso SO, soggiacendo in corrispondenza del Mar Piccolo a materiali essenzialmente argillosi e calcarenitici, che raggiungono spessori anche di alcune decine di metri. In dettaglio la successione stratigrafica caratteristica della zona del Mar Piccolo è costituita dal basso verso l'alto dai calcari e calcari dolomitici del Cretaceo (Calcarea di Altamura del Senoniano-Turoniano), calcareniti fini e compatte (Calcareniti di Gravina del Pliocene sup.), marne argillose e siltose grigio-azzurre (Argille del Bradano del Calabriano) e infine calcareniti generalmente grossolane e calcari tipo panchina (Calcareniti di M. Castiglione del Tirreniano-Calabriano). Sono altresì presenti depositi più recenti d'ambiente lagunare e palustre, dati da limi e depositi attuali di spiaggia.

La presenza della coltre marnoso-argillosa del Calabriano, che aumenta vieppiù di spessore man mano che ci si sposta verso SO, fa sì che le acque della falda profonda entrino in pressione e trovino ostacolato il deflusso a mare.

Osservando la morfologia del fondo del Mar Piccolo, si nota come le manifestazioni sorgentizie subacquee si rinverano in corrispondenza di depressioni del fondale stesso, depressioni che in qualche caso permettono addirittura l'affioramento dei calcari di base. E' logico dunque presumere che la genesi dei « citri » sia del tutto simile a quella della sorgente Chidro (v. par. 7.3.3.), considerando infatti che anche in questo caso il substrato calcareo presenta delle irregolarità morfologiche; pertanto la presenza di dossi ha reso localmente più sottile la copertura argillosa praticamente impermeabile, che è stata poi perforata dalle acque in pressione.

E' interessante ricordare in proposito quanto di recente si è avuto modo di riscontrare durante l'esecuzione di alcune gallerie di adduzione di acqua marina, per fini di raffreddamento industriale, agli impianti della Italsider posti a qualche chilometro dalla costa. Orbene, durante tali lavori è accaduto che, pur mantenendosi le gallerie costantemente nelle argille azzurre calabriane, là dove lo spessore di queste sul calcareo cretaceo di base, impregnato di acqua di falda in pressione, scendeva a spessori inferiori ai 10 metri, si avevano segni di pericolo per la penetrazione dell'acqua della falda in galleria. In un caso si è verificata la perforazione del manto di argilla ed il cantiere, invaso dall'acqua in pressione della falda, è stato ripristinato solo con l'iniezione di aria dotata di pressione tale da respingere l'acqua della falda.

L'andamento della superficie piezometrica, ricostruito attraverso misure dei livelli idrici nei numerosi pozzi trivellati nella zona, evidenzia l'effetto drenante che le sorgenti sottomarine del Mar Piccolo operano nella falda (fig. 106). La cadente piezometrica si aggira intorno al 2‰ e le altezze piezometriche decrescono rapidamente da quote superiori ai m 8 (alla distanza media di 10 km dalla sponda del Mar Piccolo)

a quota m 4. E' degno di rilievo il fatto che l'isopiezica di m 4 corre molto vicino al Mar Piccolo, il che sta a significare che il carico della falda è ancora molto alto in prossimità dei punti di emergenza dati dalle sorgenti sottomarine, così come si osserva che in corrispondenza delle più cospicue di esse (seno di ponente del Mar Piccolo) il livello piezometrico si abbassa a valori dell'ordine del metro e l'insieme delle isopieziche disegna una evidente direttrice di deflusso.

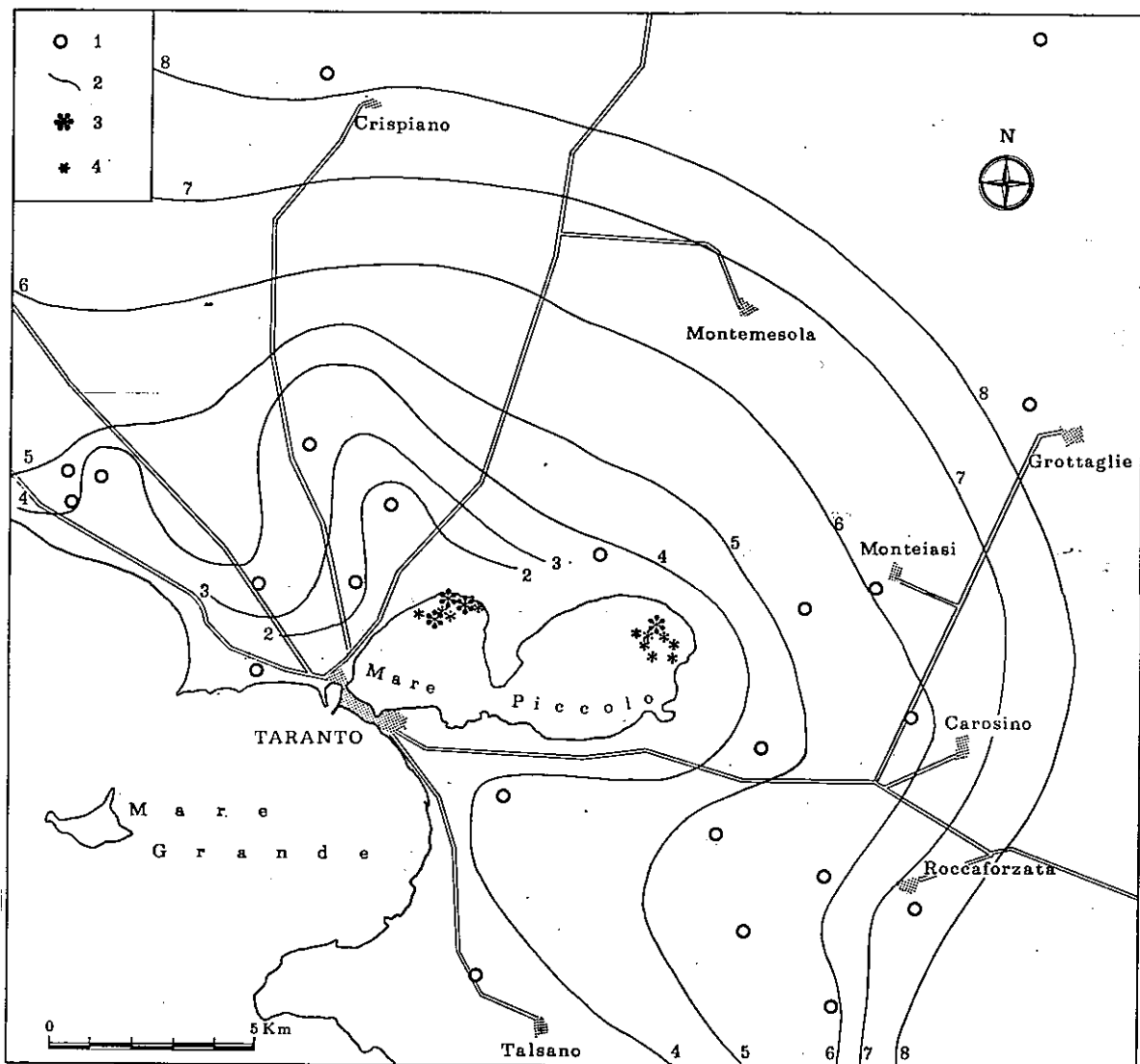


Fig. 106 — Andamento della superficie piezometrica della falda profonda nella zona di Taranto. 1: Pozzi; 2: Isopieziche; 3: Polle oggetto di osservazioni; 4: Polle note in letteratura.

7.4.3. Caratteristiche dei « citri »

Gli studi condotti [11] hanno riguardato solo quelle polle le cui manifestazioni erano visibili alla superficie del mare, data la loro maggiore portata.

Con tale spirito, ne sono state considerate quattro, tra tutte quelle note in letteratura, di cui tre nel seno di ponente ed una in quello di levante (fig. 106).

La portata complessiva media delle manifestazioni più grosse si aggira intorno a 1.500 l/s. Le acque da esse sgorganti presentano caratteristiche chimico fisiche abbastanza diverse fra di loro; nel caso delle tre sorgenti del seno di ponente, la salinità varia tra 2,5 g/l (misurata al « citro » Galeo che presenta la più elevata portata media tra i « citri » censiti, con ben 750 l/s) e 12,1 g/l (per la sorgente a portata minore); la temperatura dell'acqua alle scaturigini è compresa tra 16,5 e 18,2°C

Ricerche concrete sulla possibilità di captare a mare dette sorgenti sono state svolte da A. STEFANON. Chiaramente là dove la salinità della sorgente non supera i $3 \div 4$ g/l e la portata è cospicua, sussiste una chiara convenienza ad avviare uno studio concreto per la captazione, essendo ben facile condurre le acque a terra ed impiegarle, previo un miscelamento con acque più dolci.

7.5. Studio idrogeologico della zona delle sorgenti Idume

7.5.1. Considerazioni introduttive

Vengono denominate sorgenti Idume delle importanti manifestazioni idriche costituite essenzialmente da polle, attualmente aventi sede al fondo dei canali di bonifica e riversanti a mare circa 1.100 l/s di acqua inutilizzata.

La zona delle sorgenti Idume è ubicata sul versante adriatico della Penisola Salentina, a km 12,5 circa a nord di Lecce; si presenta morfologicamente pressoché pianeggiante, degradando da circa 30 m s.l.m. dolcemente verso mare.

Nell'area studiata sono presenti delle altre caratteristiche manifestazioni idriche dette « aisi ». Si tratta di cavità naturali apertesesi alla superficie topografica per dissoluzione chimica e crollo delle rocce carbonatiche a stratificazione suborizzontale di sommità; in tali « aisi » si livellano le acque sotterranee alla stessa stregua delle note cosiddette « risorgive » della pianura padana.

Le conoscenze già in passato acquisite sull'idrogeologia della zona indicavano una complessa circolazione idrica sotterranea, dovuta alla presenza di due distinte falde: quella profonda contenuta nelle masse calcaree e calcareo-dolomitiche del Cretaceo, l'altra, denominata « superficiale », contenuta nelle rocce permeabili post-cretacee. Le due falde sono separate tra di loro da un potente livello calcarenitico marnoso miocenico, che in generale è da considerare praticamente impermeabile. Mentre la falda superficiale è sostenuta alla base dal predetto livello, la falda profonda galleggia sull'acqua di mare di invasione continentale [4, 12].

Le sorgenti Idume drenano in apparenza acque appartenenti alla falda superficiale, ma l'elevato tasso salino e le forti portate hanno portato ad ipotizzare un notevole contributo da parte della falda profonda alla falda superficiale.

Lo scopo delle ricerche era pertanto quello di chiarire le modalità della complessa circolazione idrica sotterranea nell'ambito dei due acquiferi dianzi detti, nonché di accertare le possibili interazioni tra le due falde, al fine di acquisire gli elementi indispensabili per una razionale utilizzazione della riserva idrica, condizione necessaria per lo sviluppo agricolo-industriale della regione.

Per l'acquisizione dei geologici e idrologici inerenti alle ricerche in argomento, sono stati trivellati nella zona undici pozzi studio, per un totale di m 605. Ci si è inoltre avvalsi, ov'è stato possibile, di altri pozzi trivellati nel passato da Enti e privati.

Sono stati censiti oltre 300 pozzi a scavo, dei quali sono stati selezionati e opportunamente quotati circa 100 che hanno costituito rete di punti acqua per rilievi freatici sistematici, oltre che per i particolari accertamenti idrologici di cui si dirà più avanti.

Per la registrazione delle oscillazioni del livello mare si è installata presso T. Chianca (fig. 107) una stazione mareografica, tuttora mantenuta in funzione dall'Ente Irrigazione.

7.5.2. Lineamenti geologici della zona e caratteri di permeabilità delle rocce

A) Indagini geologiche di superficie

Nell'area in esame è stato eseguito un rilevamento geologico di dettaglio, interessante una superficie di circa 60 km (fig. 107). La ricostruzione stratigrafica che segue è stata effettuata avvalendosi, oltre che delle osservazioni di superficie, anche delle stratigrafie ottenute dai sondaggi eseguiti nella zona, dei quali si dirà in seguito.

a) Calcari e calcari-dolomitici del Cretaceo superiore (Senoniano-Turoniano)

In affioramento nella parte sud-occidentale dell'area presa in esame, detta formazione è costituita litologicamente da calcari e, subordinatamente, da calcari dolomitici, microcristallini e detritici, dal colore variabile dal grigio chiaro predominante al bianco o al rosato-nocciola. La stratificazione è netta con potenza degli strati non superiore al metro; le immersioni sono generalmente verso NE; le pendenze non eccedono i 20°.

La ricostruzione delle isobate della formazione (fig. 108), effettuata in base ai dati ricavabili da sondaggi, mostra un generale sprofondamento di questa verso mare; inoltre, nella parte sud-orientale della zona, le isobate disegnano una gola sepolta allungata secondo un asse SO-NE.

Le rocce costituenti la formazione in oggetto si presentano intensamente fratturate e interessate da fenomeni di dissoluzione carsica, per cui agli effetti idrogeologici sono da considerare molto permeabili per fessurazione e per carsismo.

b) Calcareniti marnose, calcareniti, calcari e calcari dolomitici, calcareniti glauconitico-fosfatiche del Miocene

La formazione miocenica è caratterizzata da una forte eterogeneità verticale e, nella parte alta, anche orizzontale. Nel rilevamento geologico essa è suddivisa in tre diversi livelli, ciascuno a sua volta ulteriormente distinguibile in più tipi litologici secondo più particolari caratteristiche litologiche ed idrogeologiche.

A diretto contatto con le rocce carbonatiche di base si rinviene un primo livello, costituito litologicamente dalla successione di due tipi di calcarenite marnosa; inferiormente a grana molto fine, tenera e facilmente scolpibile, dal caratteristico colore giallo paglierino; superiormente, in perfetta continuità stratigrafica, meno marnosa e meno tenera della precedente, di colore grigio cinerino.

Lo spessore massimo di tali calcareniti si aggira sui 40 m; sono generalmente compatte e solo localmente si riscontrano delle zone ove la roccia è fratturata e talvolta anche carsicizzata. Tale livello si deve dunque considerare, in generale, praticamente impermeabile.

Il livello intermedio della formazione miocenica è a sua volta suddivisibile in tre tipi litologici: inferiormente esso è costituito da un calcare dolomitico molto duro, subcristallino, dal colore grigiastro, con frequenti passaggi laterali a calcarenite a grana grossolana, presentante talvolta chiari segni di un processo di dolomitizzazione secondaria. Discretamente fratturate, ma prive di una netta stratificazione, queste rocce hanno intensamente subito il fenomeno della dissoluzione carsica ad opera delle acque circolanti; sono infatti interessate da una serie di piccole cavità (sino a 5-6 cm) intercomunicanti, spesso tappezzate da cristallini di calcite spatica.

Il tipo litologico mediano del livello in oggetto è costituito da calcareniti, spesso calciruditi, glauconitico-fosfatiche, dal colore verdognolo, presentanti frequenti passaggi laterali a calcare dolomitico sempre glauconifero [7]. Numerosi sono i resti di macrofossili, in particolare lamellibranchi e gasteropodi, paleontologicamente poco significativi.

Per la presenza di uranio in associazione ai fosfati, questa roccia presenta una radioattività elevata, per cui diventa possibile localizzarla con precisione a mezzo di carotaggi gamma anche nei sondaggi in cui non esistono stratigrafie; si sottolinea pertanto l'importanza che questo orizzonte assume come « guida » per la ricostruzione stratigrafica della zona in studio.

Litologicamente simile al primo è il tipo litologico superiore al livello in oggetto, costituito da calcare dolomitico e subordinatamente da calcare, con frequenti passaggi laterali a calcarenite ben diagenizzata. Anche qui numerosi i resti di macrofossili banali. Tale roccia si presenta priva di una netta stratificazione, molto fratturata e carsicizzata.

L'insieme dei tre tipi litologici descritti, costituenti il livello intermedio della formazione miocenica e presentanti una potenza complessiva stimabile in m 20 circa, è da considerare molto permeabile per fessurazione e carsismo.

Il livello sovrastante, che chiude il ciclo trasgressivo miocenico, è litologicamente costituito da calcarenite, talvolta calcirudite, di colore biancastro, generalmente ben diagenizzata. Il suo spessore è di pochi metri.

Tale roccia, che si presenta poco fratturata e priva di fenomeni carsici di un certo rilievo, è da considerare scarsamente permeabile per porosità.

c) *Calcareniti e calciruditi del Pliocene*

Trasgressive sul Miocene e, localmente, nella parte sud-occidentale dell'area in esame, direttamente sul Cretaceo, affiorano calcareniti e calciruditi plioceniche. Dal colore giallo rossiccio, sono ricche di macrofossili banali (echinidi, ostreidi, pettinidi, gasteropodi, ecc.) denotanti una facies di mare basso. Lo spessore massimo della formazione è valutabile in circa m 6.

Anche a queste rocce si attribuisce una scarsa permeabilità per fessurazione e per porosità.

d) « Tufo » calcarei del Pleistocene

Questa formazione affiora in prossimità del mare ed è costituita da calcirudite, talvolta calcarenite, molto fossilifera, dal classico aspetto del « tufo » conchigliare di recente formazione. Il colore è prevalentemente giallastro, la grana quasi sempre grossolana. Gli spessori sono molto modesti, con massimi dell'ordine del metro. La permeabilità è scarsa, per fessurazione e per porosità.

e) *Sabbie e limi palustri recenti*

Sabbie calcaree fini e limi talvolta torbosi costituiscono il prodotto di una sedimentazione recente di ambiente lagunare e palustre. Di permeabilità molto bassa, praticamente impermeabili quando prevalgono i limi, affiorano solo nella fascia costiera, dove spesso la superficie freatica della falda interseca il piano campagna.

f) *Spiagge e dune attuali*

Costituite da sabbie calcaree, bordano per alcune decine di metri l'attuale linea di costa.

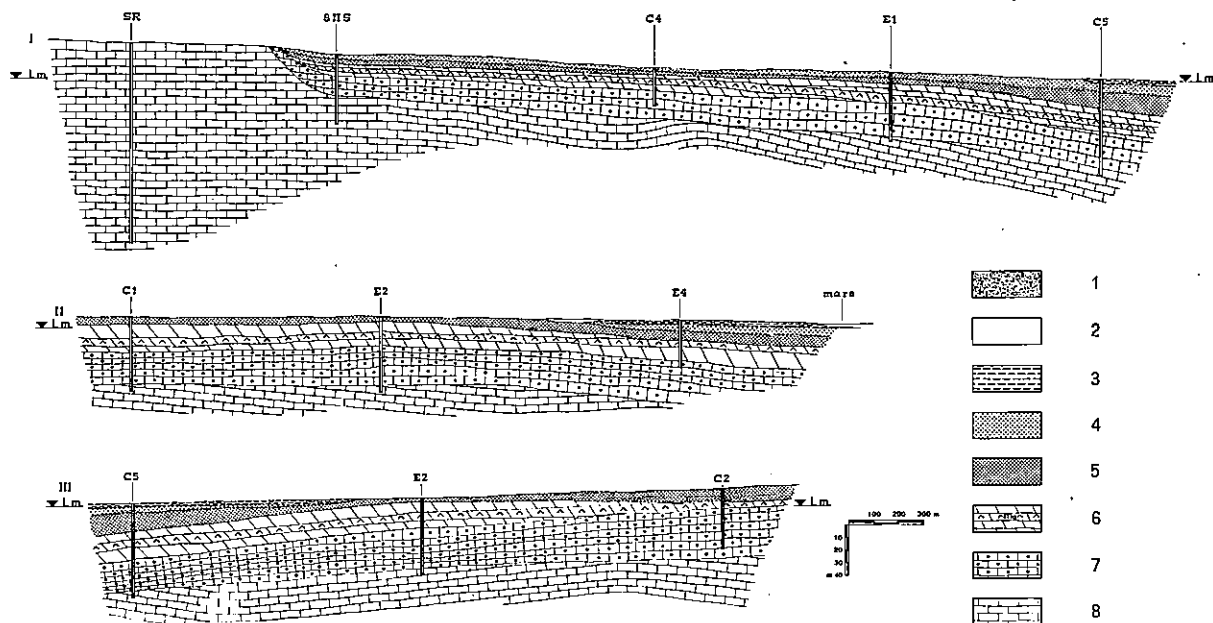
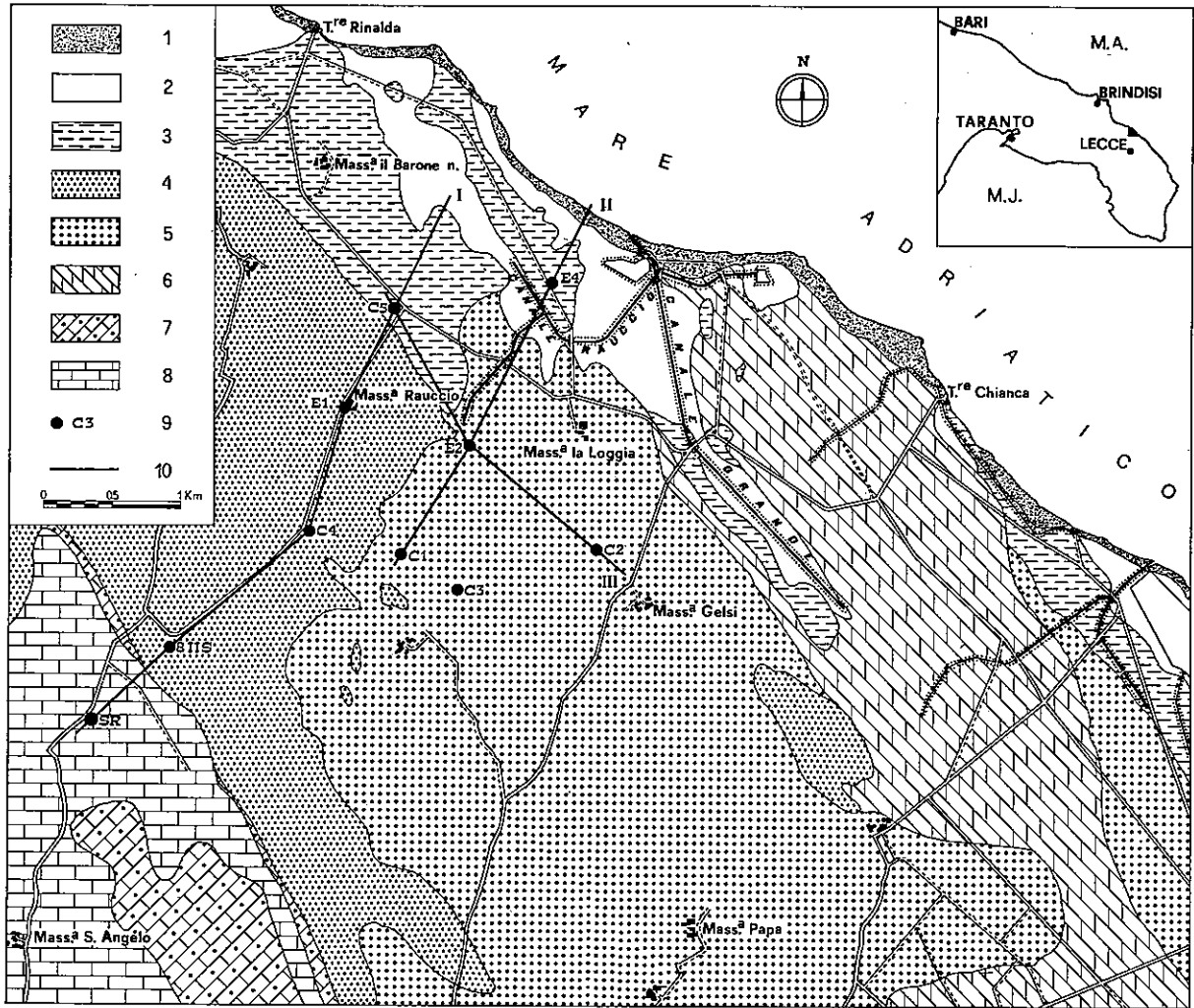


Fig. 107.

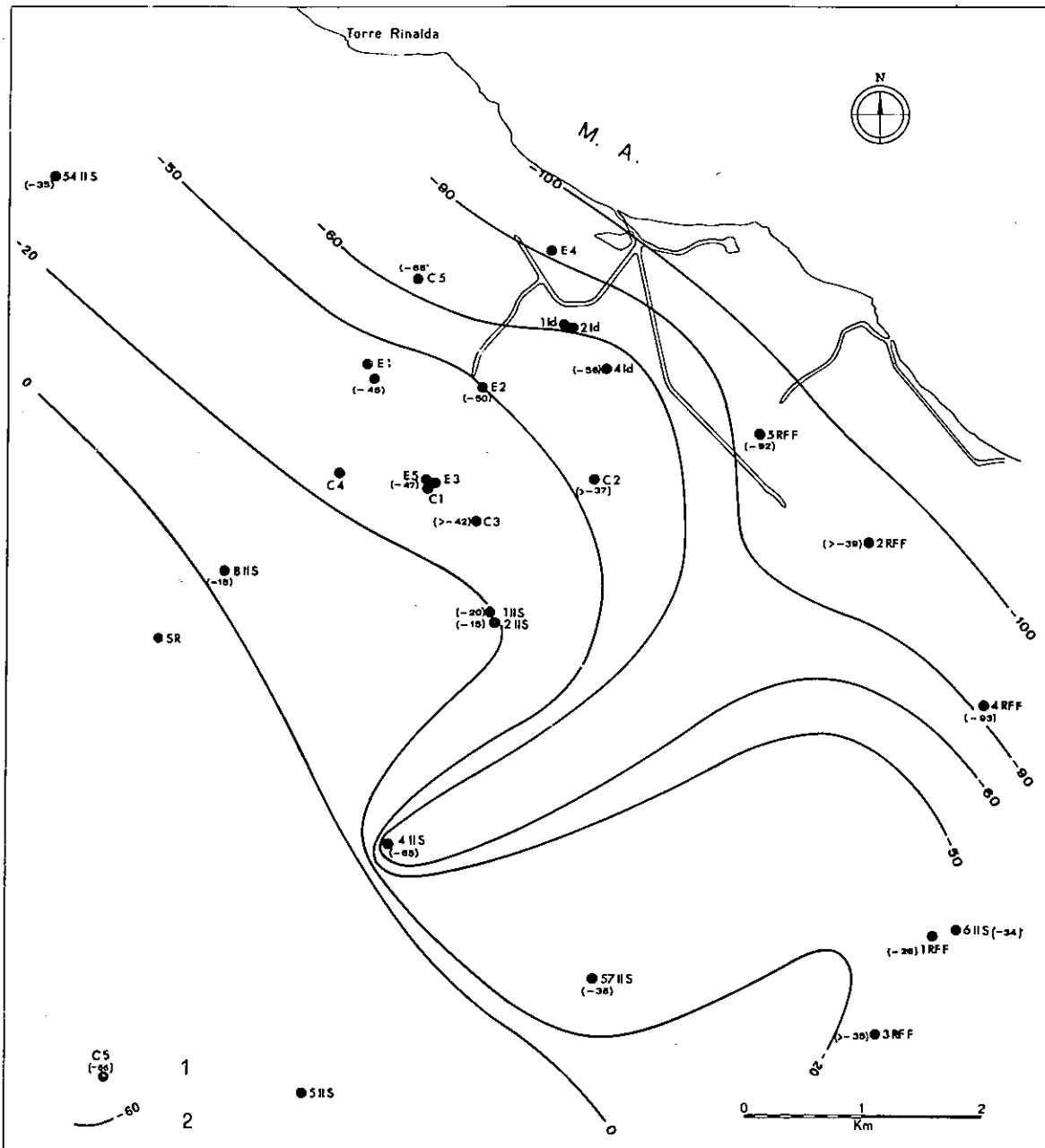


Fig. 108 — Isobate del tetto del substrato calcareo. 1: ubicazione pozzo trivellato, sigla e quota di rinvenimento dei calcari di base, in m rispetto allo zero I.G.M.; 2: isobata.

Fig. 107 — Carta geologica e sezioni della zona delle sorgenti Idume (Lecce). 1: spiagge e dune attuali; 2: sabbie e limi palustri recenti; 3: calcareniti giallastre, molto fossilifere (Pleistocene); 4: calcareniti e calciruditi giallo rossicce, molto fossilifere (Pliocene); 5: calcareniti e calciruditi biancastre ben diagenizzate (Miocene); 6: calcari dolomitici grigiastri, generalmente carsicizzati, con frequenti passaggi laterali e verticali a calcareniti e calciruditi, calcareniti glauconitico-fosfatiche (orizzonte guida — mg) (Miocene); 7: calcareniti marnose, compatte, grige superiormente, giallo paglierino inferiormente (Miocene); 8: calcari a grana fina biancastri, calcari dolomitici grigiastri, stratificati, fessurati, interessati da fenomeni carsici diffusi (Cretaceo superiore); 9: pozzi trivellati; 10: tracce di sezioni.

SONDAGGIO C 1
 quota p.c. m 6,57 s.l.m.

SONDAGGIO C 2
 quota p.c. m 13,52 s.l.m.

SONDAGGIO C 3
 quota p.c. m 10,94 s.l.m.

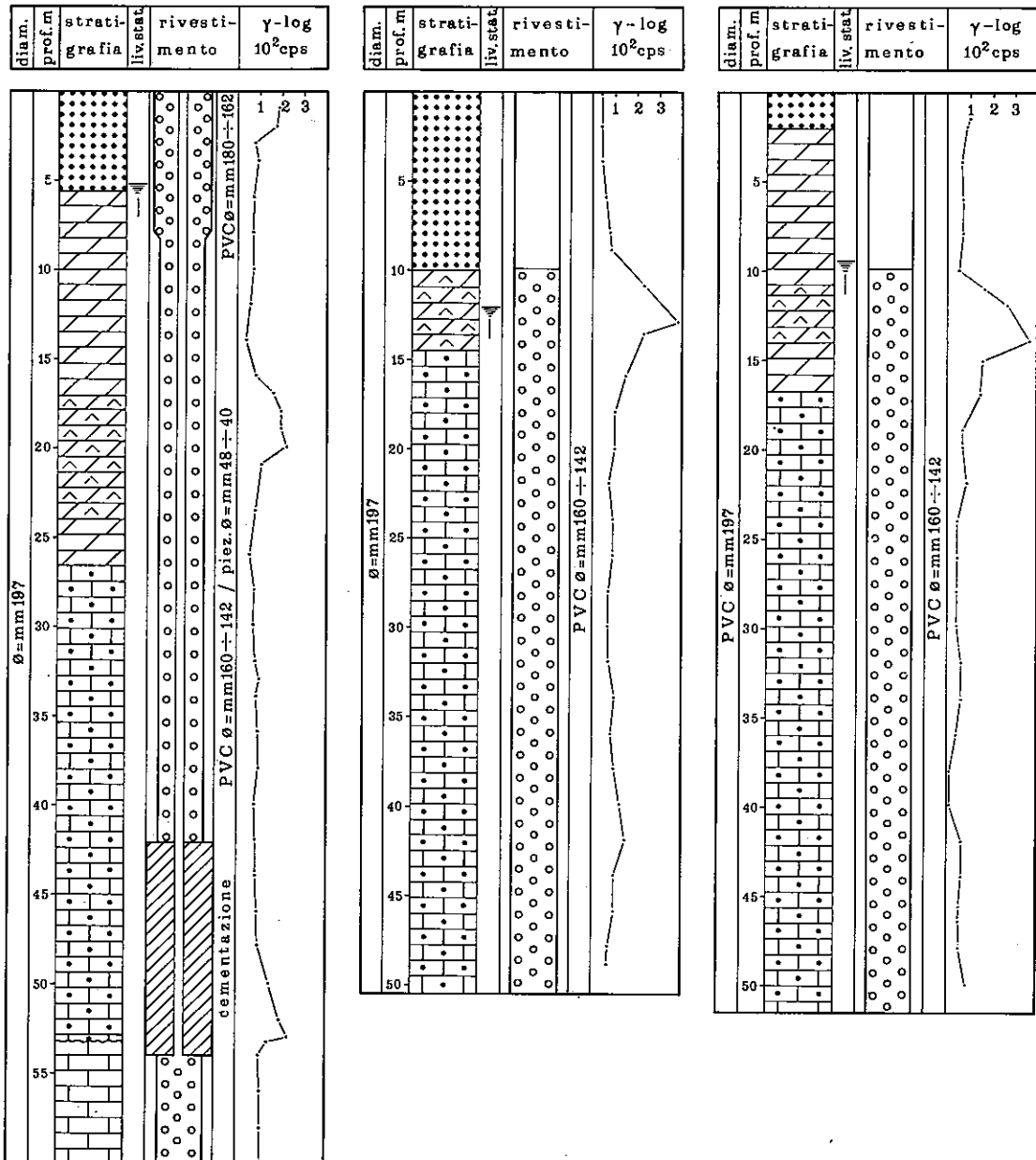
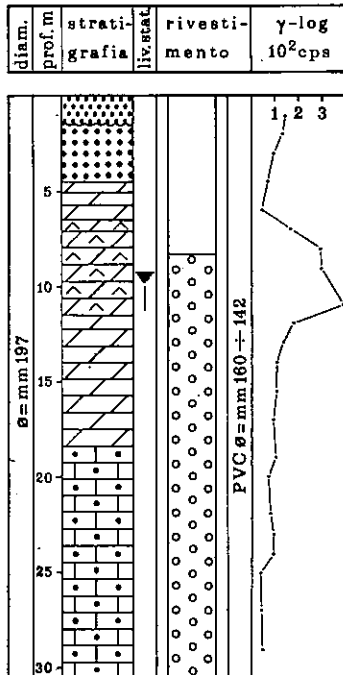


Fig. 109 — Stratigrafia schematica, rivestimento, carotaggio della radioattività naturale gamma (γ-log-cps) e livello statico dei sondaggi C 1, C 2, C 3; i simboli della colonna stratigrafica sono illustrati nella didascalia di figura 111.

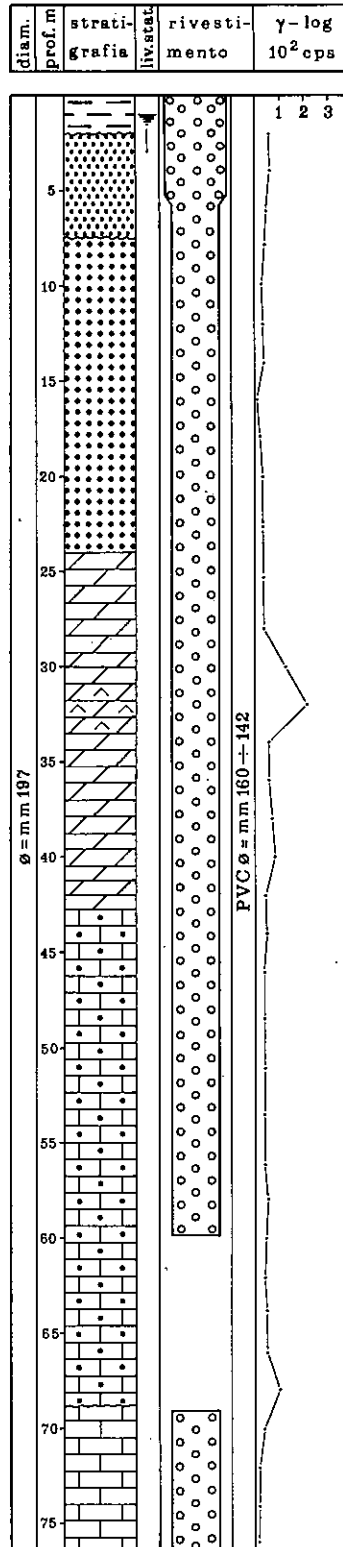
SONDAGGIO C4

quota p.c. m 10,63 s.l.m.



SONDAGGIO C5

quota p.c. m 2,35 s.l.m.



SONDAGGIO E1

quota p.c. m 5,52 s.l.m.

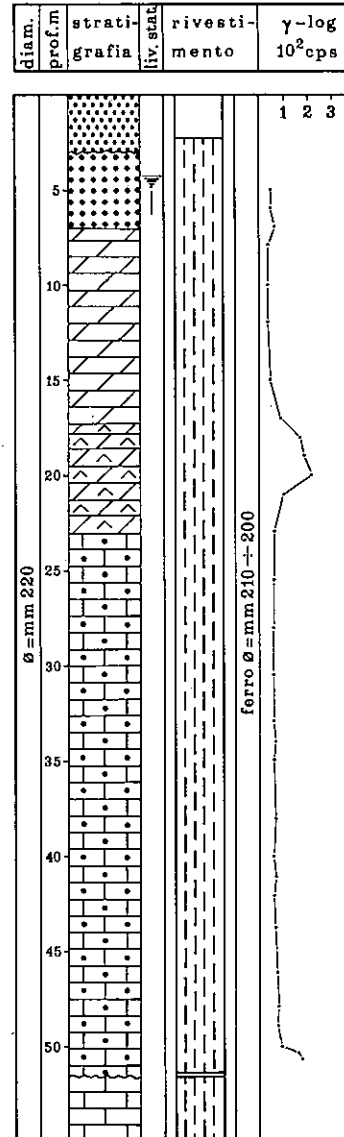


Fig. 110 — Stratigrafia schematica, rivestimento, carotaggio della radioattività naturale gamma e livello statico dei sondaggi C 4, C 5, E 1; i simboli della colonna stratigrafica sono illustrati nella didascalia di figura 111.

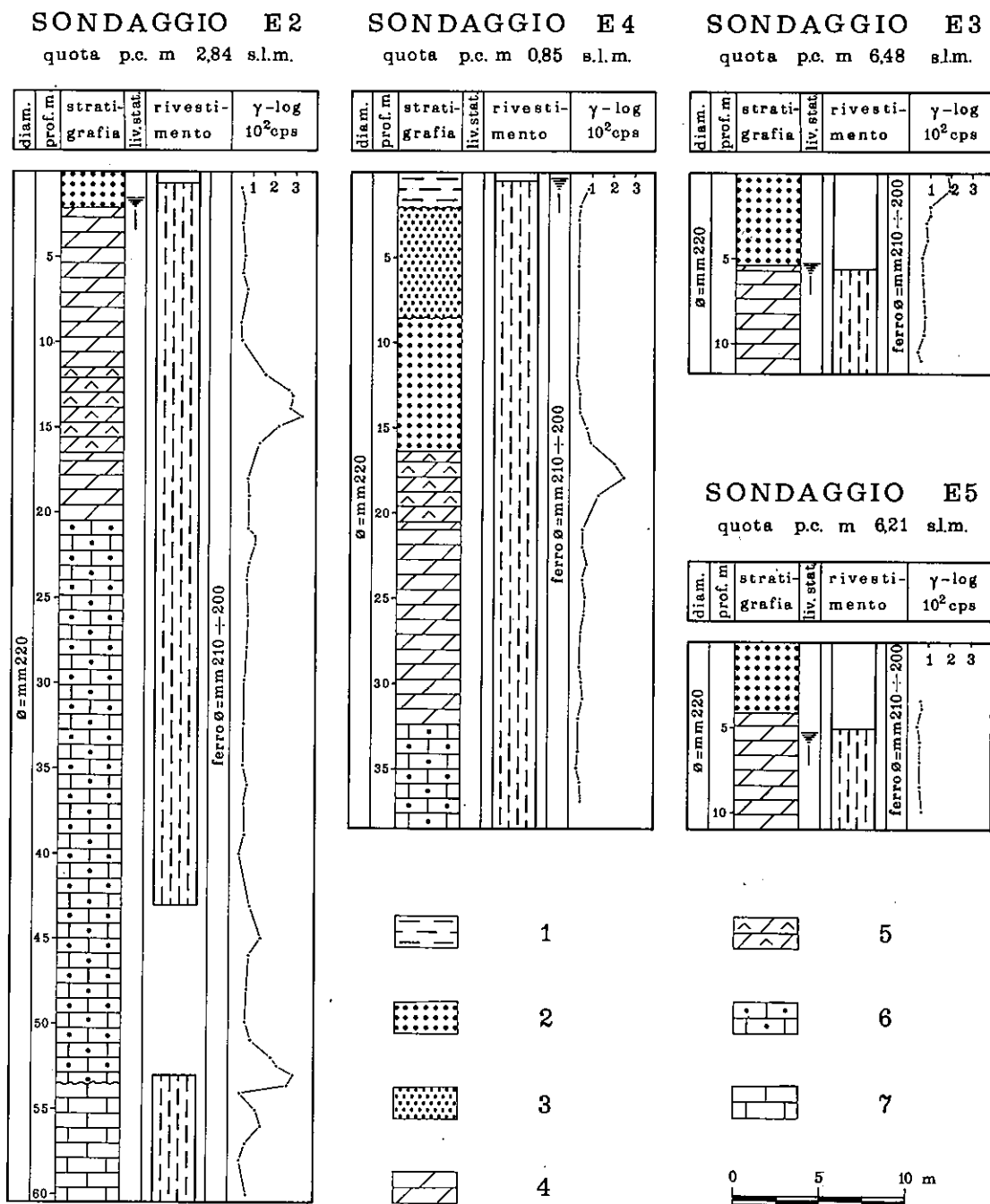


Fig. 111 — Stratigrafia schematica, rivestimento, carotaggio della radioattività naturale gamma e livello statico dei sondaggi E 2, E 4, E 3, E 5. 1: calcareniti giallastre, molto fossilifere (Pleistocene); 2: calcareniti e calciruditi giallo-rossicce, molto fossilifere (Pliocene); 3: calcareniti e calciruditi biancastre ben diagenizzate (Miocene); 4: calcari, calcari dolomitici grigiastri, generalmente carsicizzati, con frequenti passaggi laterali e verticali a calcareniti e calciruditi (Miocene); 5: calcareniti glauconitico-fosfatice, con frequenti passaggi laterali a calcari dolomitici glauconitiferi, verdastre, generalmente molto carsicizzate (Miocene); 6: calcareniti marnose, compatte, grigie superiormente, giallo paglierino nella parte basale (Miocene); 7: calcari a grana fina biancastri, calcari dolomitici grigiastri stratificati, fessurati, interessati da fenomeni carsici diffusi (Cretaceo superiore).

TAB. 14 — Analisi chimiche di rocce e loro configurazione secondo A. CAROZZI.

Pozzo e profondità prelievo	Ca CO ₃ %	Mg CO ₃ %	Calcite %	Dolomite %	Residuo %	Classificazione
C1 m 27,60	62,73	34,78	21,42	76,09	2,05	Dolomia calcarea
m 45,00	61,72	35,70	19,31	78,11	2,46	Dolomia calcarea
m 53,00	70,86	28,94	36,48	63,32	0,20	Dolomia calcarea
m 59,50	63,13	36,83	19,38	80,58	0,04	Dolomia calcarea
C2 m 5,00	81,01	16,17	61,81	35,37	1,81	Calcarea dolomitico
m 33,50	74,53	22,25	48,10	48,68	3,22	Calcarea dolomitico
m 50,50	57,81	38,91	11,59	85,13	3,28	Dolomia calcarea
C3 m 3,00	99,45	-	99,45	-	0,55	Calcarea
m 10,00	61,09	37,99	15,96	83,12	0,58	Dolomia calcarea
m 13,00	93,20	-	93,20	-	6,14	Calcarea
m 35,00	57,18	41,08	8,38	89,88	1,47	Dolomia calcarea
m 51,00	57,42	37,47	12,91	81,98	3,13	Dolomia calcarea
C4 m 5,00	62,26	31,69	24,62	69,33	4,90	Dolomia calcarea
m 24,00	71,48	21,78	45,61	47,65	4,08	Calcarea dolomitico
C5 m 2,00	93,98	0,72	93,13	1,57	3,78	Calcarea
m 15,00	98,74	-	98,74	-	1,04	Calcarea
m 42,00	59,76	36,02	16,97	78,81	3,82	Dolomia calcarea
m 65,00	64,15	34,05	23,70	74,50	1,64	Dolomia calcarea
m 74,00	99,76	-	99,76	-	0,12	Calcarea
SR m 3,00	98,92	-	98,92	-	1,08	Calcarea
m 15,00	99,74	-	99,74	-	0,26	Calcarea
m 30,00	99,68	-	99,68	-	0,32	Calcarea
m 40,00	94,30	4,92	88,46	10,76	0,44	Calcarea dolomitico
m 54,00	99,66	-	99,66	-	0,34	Calcarea
m 64,70	63,19	34,78	21,88	76,09	2,03	Dolomia calcarea
m 99,30	72,25	26,97	40,21	59,01	0,78	Dolomia calcarea
m 125,50	65,19	34,19	24,58	74,80	0,62	Dolomia calcarea
m 135,00	94,05	5,70	87,28	12,47	0,25	Calcarea dolomitico
m 160,00	99,62	-	99,62	-	0,38	Calcarea

B) Pozzi trivellati, gamma logs e costituzione chimica delle rocce

Per l'espletamento delle indagini idrogeologiche e a completamento del rilevamento geologico di superficie, sono stati perforati nell'ambito del programma di ricerca sei pozzi, per una profondità complessiva di m 429. Altri 5 sondaggi venivano nel contempo eseguiti dall'Ente Irrigazione di Bari.

Nelle figure 109, 110, 111 sono riportate le stratigrafie e le sistemazioni sia dei pozzi siglati C (C.N.R.) che di quelli siglati E (Ente Irrigazione). La stratigrafia e la sistemazione del pozzo SR (C.N.R.), perforato interamente nell'acquifero cretaceo, che assolve anche la funzione di « pozzo spia » per il controllo dell'interfaccia, è riportato al par. 5.4.

Tutti i sondaggi venivano eseguiti a rotazione con carotaggio continuo ed a circolazione persa di acqua chiara.

Mentre i pozzi C venivano sistemati con rivestimento in tubi di cloruro di polivinile (PVC), forellati con una percentuale del 15% circa di vuoto, i pozzi E venivano rivestiti con tubi in lamiera di ferro catramata, fessurati con una percentuale dell'11% circa di vuoto. In particolare il pozzo C1, attestandosi nei calcari cretacei, veniva sistemato a « celle » per evitare intercomunicazioni lungo la colonna idrica del foro tra acqua della falda superficiale ed acqua della falda profonda, onde acquisire elementi sicuramente riferibili alle due rispettive falde.

Nelle figure 109, 110, 111, compaiono anche i carotaggi della radioattività naturale dei terreni attraversati dai sondaggi. E' chiaramente visibile l'anomalia radioattiva presente in corrispondenza del livello glauconitico fosfatico.

Sono state altresì eseguite analisi chimiche su campioni di roccia prelevati dalle carote estratte dai diversi sondaggi; i risultati e la classificazione secondo A. CAROZZI sono riportati nella tabella 14.

Di seguito sono riportate con maggiore dettaglio le caratteristiche litologiche delle rocce attraversate dai sondaggi:

POZZO C1

da m 0,00 a m 4,30	calcirudite bianco giallastra molto fossilifera, poco fessurata;
da m 4,30 a m 5,60	calcarenite giallastra compatta;
da m 5,60 a m 13,20	alternanza di calcare e calcare dolomitico, grigiastro, grana generalmente fina, duro, compatto a luoghi cariato;
da m 13,20 a m 17,00	calcarenite passante a calcirudite con locali fenomeni di dolomitizzazione secondaria;
da m 17,00 a m 24,00	calcare e calcare dolomitico, fortemente carsicizzato, glauconitifero, verdastro; grosse cavità carsiche (fino a 10 cm) riempite da materiale sabbioso glauconitifero; noduletti fosfatici di color nocciola;
da m 24,00 a m 26,50	calcare dolomitico grigio-biancastro, carsicizzato con passaggi a calcirudite in via di dolomitizzazione, scarsi granuletti di fosforite;
da m 26,50 a m 27,30	vuoto;
da m 27,30 a m 37,40	calcarenite marnosa bianco-giallastra generalmente fratturata, a luoghi compatta;
da m 37,40 a m 39,80	calcarenite passante a calcare biancastro, presenza di fenomeni di carsismo;
da m 39,80 a m 53,20	calcarenite marnosa bianco-grigiastra passante a giallastra nella parte inferiore; piccoli fenomeni carsici localizzati verso i 50 m;
da m 53,20 a m 60,00	calcare dolomitico grigio, micritico, con rare intercalazioni bituminose, fratturato, interessato da fenomeni carsici di scarso rilievo.

POZZO C2

da m 0,00 a m 10,00	calcarenite a grana uniforme, bianco-giallastra, compatta con qualche frattura subverticale nella parte superiore;
da m 10,00 a m 14,50	calcarenite passante a calcirudite glauconitico-fosfatica, giallo-verdastro superiormente, verdastro inferiormente, fossilifera, molto cavernosa tra m 12,70 e 14,00;
da m 14,50 a m 24,50	calcarenite grigio chiara, compatta con rare fratture subverticali, dura superiormente più tenue inferiormente;
da m 24,50 a m 30,00	calcare dolomitico grigio chiaro, duro, molto carsico;
da m 30,00 a m 34,50	calcarenite grigio chiara, tenera molto carsica;
da m 34,50 a m 35,40	vuoto;

da m 35,40 a m 35,50	calcarenite come sopra;
da m 35,50 a m 37,50	vuoto;
da m 37,50 a m 40,30	calcarenite bianco-grigiastra con fratture subverticali, molto carsica;
da m 40,30 a m 40,50	vuoto;
da m 40,50 a m 41,50	calcarenite come sopra;
da m 41,50 a m 41,90	vuoto;
da m 41,90 a m 42,20	calcarenite come sopra;
da m 42,20 a m 49,40	calcarenite marnosa grigio chiara;
da m 49,40 a m 50,50	calcarenite marnosa giallastra, tenera, compatta, a luoghi scarsamente fratturata.

POZZO C3

da m 0,00 a m 0,30	terreno vegetale;
da m 0,30 a m 2,00	calcirudite bianco-giallastra, tenera, molto fossilifera (a lamellibranchi e coralli);
da m 2,00 a m 10,80	calcare dolomitico grigio scuro micritico con fenomeni di dissoluzione carsica di modesta entità e depositi di calcite spatica nelle cavità; al tetto e al letto passaggio a calcirudite e calcarenite con vene di dolomitizzazione secondaria;
da m 10,80 a m 14,00	calcarenite grigio verdastra, glauconitico-fosfatica, dura, molto carsicizzata, a luoghi dolomitizzata; nelle cavità (fino a circa 8 cm di diametro) depositi di sabbia glauconitifera e calcite spatica;
da m 14,00 a m 15,30	vuoto;
da m 15,30 a m 16,70	calcarenite come sopra;
da m 16,70 a m 33,70	calcarenite grigio chiara, compatta, più o meno dura; tracce di dissoluzione carsica tra m 18,00 e m 18,40;
da m 33,70 a m 51,50	calcarenite marnosa giallastra tenera, con rare fratture subverticali di modesta entità, in basso passa a calcarenite marnosa giallo-pagliarino.

POZZO C4

da m 0,00 a m 0,35	terreno vegetale;
da m 0,35 a m 4,50	calcirudite passante inferiormente e calcarenite, bianco giallastra, tenera, con qualche frattura subverticale nella parte centrale, presenza di macrofossili (lamellibranchi);
da m 4,50 a m 6,30	calcare dolomitico micritico, grigiastro, cariato;
da m 6,30 a m 11,40	calcarenite glauconitifera, verdastra, tenera, molto fossilifera; da m 9,40 a m 11,40 molto carsica, con deposizione nelle cavità di sabbia glauconitifera e calcite spatica;
da m 11,40 a m 16,10	vuoto;
da m 16,10 a m 18,30	calcarenite biancastra, con esigue tracce di carsismo, passante in basso a calcare biancastro cariato e carsicizzato;
da m 18,30 a m 30,46	calcarenite marnosa grigiastra, tenera, compatta, rare fratture subverticali, con tracce di carsismo a m 21,40; da m 21,60 a m 24,00 calcare dolomitico grigio scuro.

POZZO C5

da m 0,00 a m 0,40	terreno vegetale;
da m 0,40 a m 2,00	calcarenite giallastra tenera;
da m 2,00 a m 7,50	calcarenite biancastra a macrofossili;
da m 7,50 a m 25,60	calcarenite biancastra tenera al tetto, fino a m 9,00 passaggio a calcare grigiastro duro; poche fratture subverticali su tutto lo spessore; con esigue tracce di circolazione idrica;
da m 25,60 a m 30,70	calcare dolomitico grigiastro, molto carsico;
da m 30,70 a m 33,50	calcarenite glauconitico fosfatica grigio-verdastra, molto carsica;
da m 33,50 a m 42,70	calcare dolomitico grigiastro, duro, molto carsico;
da m 42,70 a m 60,00	calcarenite leggermente marnosa grigiastra; poco vacuolare a luoghi tenera, a luoghi dura;
da m 60,00 a m 68,80	calcarenite marnosa giallo paglierino compatta;
da m 68,80 a m 69,20	vuoto;
da m 69,20 a m 76,50	calcare ceroide biancastro, duro, con fratture subverticali, molto carsico.

POZZO E1

da m 0,00 a m 0,50	terreno vegetale;
da m 0,50 a m 3,00	calcirudite bianco-rosata, friabile, vacuolare, a grossi lamellibranchi;
da m 3,00 a m 7,10	calcirudite passante a calcarenite, presentante talvolta fenomeni di dolomitizzazione secondaria, molto fossilifera (coralli, gasteropodi, denti, ecc.);
da m 7,10 a m 12,30	calcare dolomitico microcristallino grigiastro-nocciola, duro, molto carsicizzato;

da m 12,30 a m 14,25	calcarenite grigiastra a luoghi dolomitizzata; calcarenite passante in basso a calcirudite bianco-rosata, tenera, compatta con qualche frattura ricementata da limonite; calcarenite glauconitico-fosfatica grigio verdastra, molto carsicizzata, con bande di dolomitizzazione secondaria; calcarenite marnosa grigiastra, con rare bande di dolomitizzazione secondaria, qualche frattura subverticale, da m 26,70 carsicizzata; vuoto;
da m 14,25 a m 17,20	
da m 17,30 a m 23,00	
da m 23,00 a m 29,80	
da m 29,80 a m 38,40	
da m 38,40 a m 41,80	calcarenite marnosa grigiastra fratturata; calcarenite marnosa giallo-paglierino fratturata; calcare dolomitico grigiastro, fratturato e carsicizzato.
da m 41,80 a m 51,60	
da m 51,60 a m 55,00	

POZZO E2

da m 0,00 a m 0,25	terreno vegetale; calcarenite bianco-grigiastra, dura, compatta molto fossilifera; calcarenite grigiastra interessata da fenomeni di dolomitizzazione secondaria, poche fratture subverticali, cariate;
da m 0,25 a m 2,15	
da m 2,15 a m 3,60	calcirudite grigiastra, vacuolata e cariate, qualche frattura subverticale; caloirudite grigiastra profondamente interessata da fenomeni di dolomitizzazione secondaria; molto carsicizzata;
da m 3,60 a m 7,70	
da m 7,70 a m 8,70	calcarenite compatta, vacuolare con leggere tracce di carsismo; calcarenite glauconitico-fosfatica, con bande di dolomitizzazione secondaria, grigio verdastra, molto carsicizzata;
da m 8,70 a m 11,50	
da m 11,50 a m 16,50	calcare dolomitico grigiastro, molto carsicizzato; calcarenite marnosa grigiastra, generalmente tenera, a luoghi dura, compatta;
da m 16,50 a m 20,50	
da m 20,50 a m 46,40	calcarenite marnosa giallo-paglierino, tenera, compatta da m 48 a m 50 rare fratture subverticali ricementate da limonite; calcare dolomitico grigiastro, fratturato con rare tracce di carsismo.
da m 46,40 a m 53,30	
da m 53,30 a m 60,40	

POZZO E3

da m 0,00 a m 5,30	alternanza di calcarenite e calcare dolomitico, con vistose tracce di carsismo; calcare dolomitico grigiastro carsico; calcarenite interessata da dolomitizzazione secondaria, carsica; calcare dolomitico grigiastro con frequenti passaggi a calcarenite biancastra interessata da dolomitizzazione secondaria.
da m 5,30 a m 5,80	
da m 5,80 a m 7,00	
da m 7,00 a m 11,70	

POZZO E4

da m 0,00 a m 0,80	terreno vegetale; calcirudite molto fossilifera bianco-rosata friabile; calcarenite biancastra molto fossilifera con numerosi noduletti calcarei; calcarenite bianco-grigiastra a luoghi tenera, a luoghi dura quando interessata da fenomeni di dolomitizzazione secondaria, fossilifera, compatta;
da m 0,80 a m 2,00	
da m 2,00 a m 8,50	
da m 8,50 a m 16,40	calcarenite passante a calcirudite glauconitico-fosfatica, friabile, al tetto e al letto fenomeni di dolomitizzazione; vuoto;
da m 16,40 a m 20,30	
da m 20,30 a m 20,75	calcare dolomitico microcristallino grigiastro, duro, fortemente carsicizzato, con grosse cavità intercomunicanti spesso tappezzate da cristallini di calcite spatica;
da m 20,75 a m 25,70	
da m 25,70 a m 32,30	calcare dolomitico grigiastro, molto carsicizzato, ma le cavità sono totalmente occluse da materiale calcarenitico; calcarenite marnosa grigio-giallastra, compatta.
da m 32,30 a m 38,50	

POZZO E5

da m 0,00 a m 0,35	terreno vegetale; calcarenite grigiastra fossilifera; calcarenite grigiastra profondamente interessata da fenomeni di dolomitizzazione secondaria, compatta; calcare dolomitico grigiastro molto carsico.
da m 0,35 a m 4,10	
da m 4,10 a m 6,40	
da m 6,40 a m 11,00	

7.5.3. Accertamenti idrologici

A) Misure della portata dei canali drenanti le sorgenti

In collaborazione con la Sezione Idrografica di Bari del Ministero dei Lavori Pubblici, sono state condotte misure della portata dei canali Rauccio e Grande (Gelsi), in sezioni distanti circa 250 m dalla costa, e del canale di sfocio in una sezione a qualche decina di metri dal mare. Le osservazioni sono state effettuate in due periodi diversi, il 28 marzo e il 23 settembre del 1968, in concomitanza di maree sigiziali in periodo di equinozi.

Nel primo ciclo di misure, caratterizzato da una marea di minima ampiezza (7,1 cm), il canale di sfocio forniva una portata massima, in condizioni di bassa marea, di 1.180 l/s; nello stesso periodo si registravano al canale Rauccio e al canale Grande rispettivamente portate di 1.068 e 127 l/s (fig. 112).

In condizioni di alta marea le portate misurate erano di poco inferiori: 1.039 l/s al canale di sfocio, 1.008 l/s al canale Rauccio e 76 l/s al canale Grande.

In occasione delle misure effettuate il 23 settembre 1968, in concomitanza con maree di più elevata ampiezza (21,7 cm) si riscontravano portate decisamente inferiori e fortemente variabili in funzione della marea. Si aveva, infatti, al canale di sfocio una portata di 862 l/s in condizioni di bassa marea e di 437 l/s a marea crescente. Si constatava, inoltre, che la somma delle portate misurate al canale Rauccio (variabili tra 817 e 974 l/s) e al canale Grande (180 ÷ 631 l/s) era in forte eccesso rispetto alle

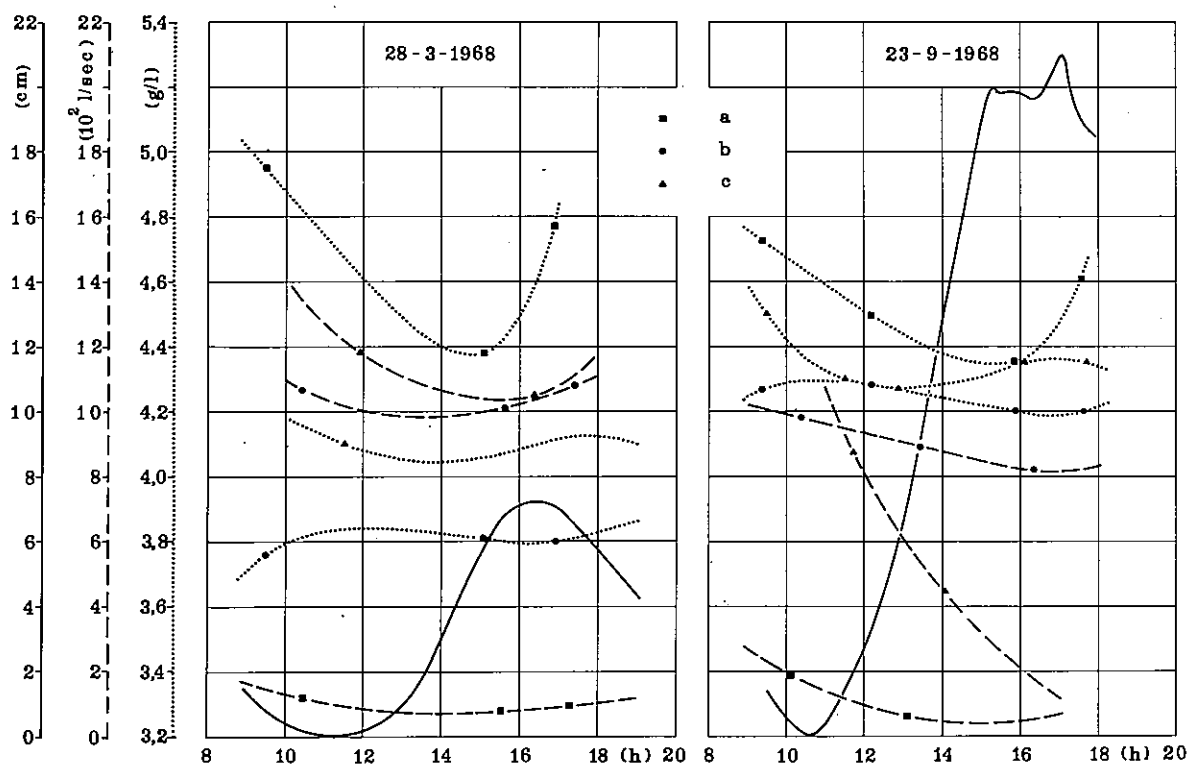


Fig. 112 — Variazioni della portata e del contenuto salino delle acque in funzione delle variazioni del livello mare misurati in sezioni del Canale Grande, Canale Rauccio e Canale di sfocio a mare delle sorgenti Idume. a: misure effettuate al Canale Grande; b: misure effettuate al Canale Rauccio; c: misure effettuate al Canale di sfocio.

portate misurate al canale di sfocio; tale deficit è dovuto alla ridotta capacità drenante del canale di sfocio per effetto dell'aumento del livello mare, che in alcuni casi, in occasioni di maree di grande ampiezza, porta all'impaludamento di vaste zone circostanti i canali.

Dai risultati acquisiti è scaturito che le portate fluenti nonché gli scarti tra valori massimi e minimi di portata risultano legati alle ampiezze delle maree; alla marea di maggiore ampiezza corrispondono le minori portate e gli scarti più rilevanti. Ne consegue che la capacità drenante dei canali è strettamente legata alle variazioni periodiche e aperiodiche del livello mare, che provocano variazioni dei carichi idraulici sulle polle esistenti e condizionano i liberi deflussi a mare del canale di sfocio.

B) Rilievi freatici

Tra l'ottobre 1968 e l'ottobre 1969, sono stati condotti 4 cicli di misure freatiche su una rete di circa 100 pozzi, essenzialmente a « scavo », opportunamente scelti o quotati.

Da tali indagini è risultato che la cadente media della falda superficiale è dello 0,10‰ per distanze dal mare superiori a km 4, mentre nella fascia costiera, comprendente l'area delle scaturigini delle sorgenti Idume, essa è di circa 0,25‰; tale aumento è causato appunto dall'azione concentrata drenante delle sorgenti sulla falda.

Le curve isofreatiche delle figure 113, 114, 115, 116 sono state ottenute riferendo al livello medio marino I.G.M. i livelli statici misurati nei pozzi e curando, nei limiti del possibile, che le misure stesse fossero eseguite in condizioni di uguale marea. Dall'andamento delle curve sopracitate è stato possibile riconoscere delle vie preferenziali di deflusso sotterraneo dirette verso l'area delle sorgenti.

L'escursione di altezza annua della superficie freatica della falda superficiale è risultata quasi ovunque nella zona in studio di 20 ÷ 30 cm, con l'eccezione della zona occidentale dell'area, ov'è risultata dell'ordine del metro. Si deve comunque tenere presente che i valori esposti sono comprensivi degli effetti dovuti, oltre che alla ricarica e all'afflusso stagionale, anche all'influenza diretta e indiretta della pressione atmosferica.

C) Comunicabilità

Nella figura 117 è riportato l'andamento delle curve isodiabasi relative all'area in studio. In tale particolare indagine, eseguita tra giugno e ottobre 1969, venivano effettuate circa 80 registrazioni delle escursioni di livello su altrettanti pozzi a scavo, opportunamente scelti, per una durata media di gg. 4 per ciascun pozzo, mediante l'impiego di sei apparecchi idrometrografici con scala di registrazione 1:1. Per tutta la durata dell'indagine si effettuava la registrazione delle oscillazioni del livello mare mediante l'impiego di un mareografo a scala 1:1 all'uopo installato presso T. Chianca.

L'indagine svolta ha permesso di riconoscere le vie di preferenziale deflusso della falda superficiale, coincidenti nella figura 117 con i « corridoi » caratterizzati da alti valori della comunicabilità, le quali rappresentano agli effetti idrogeologici dei limitati sbarramenti di deflusso.

Una tale rappresentazione fornisce infine un'ottima riprova del forte grado di anisotropia dei terreni costituenti l'acquifero superficiale.

D) Misure di portata da pozzi

Nel quadro degli accertamenti idrologici tradizionali, è stata condotta una serie di misure di portata a regime su circa 50 pozzi a scavo scelti tra quanti si prestavano

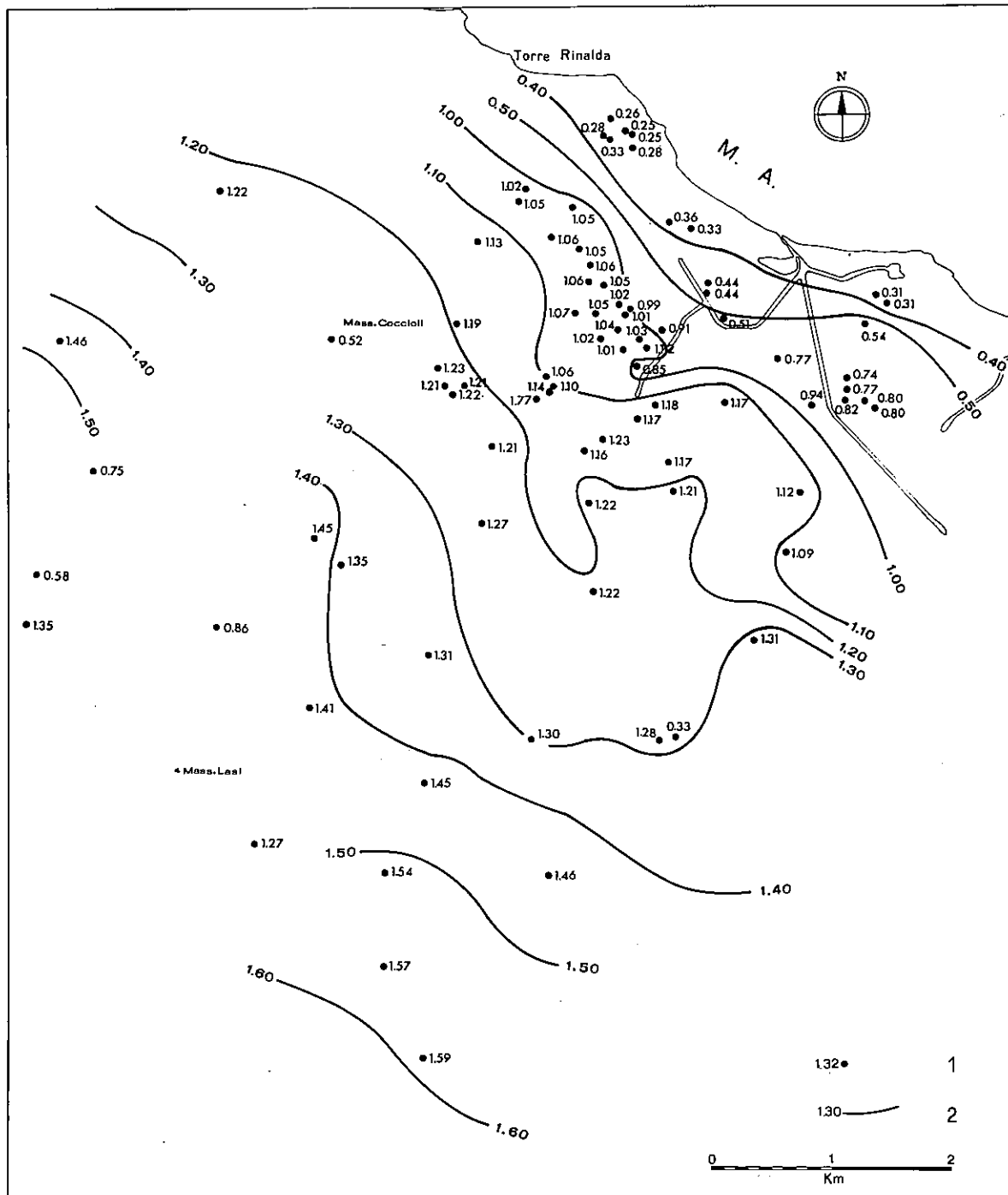


Fig. 113 — Andamento della superficie freatica nell'ottobre 1968. 1: ubicazione pozzo con quota (m) del livello statico rispetto al l.m.m.; 2: isofreatica, anch'essa riferita al l.m.m.

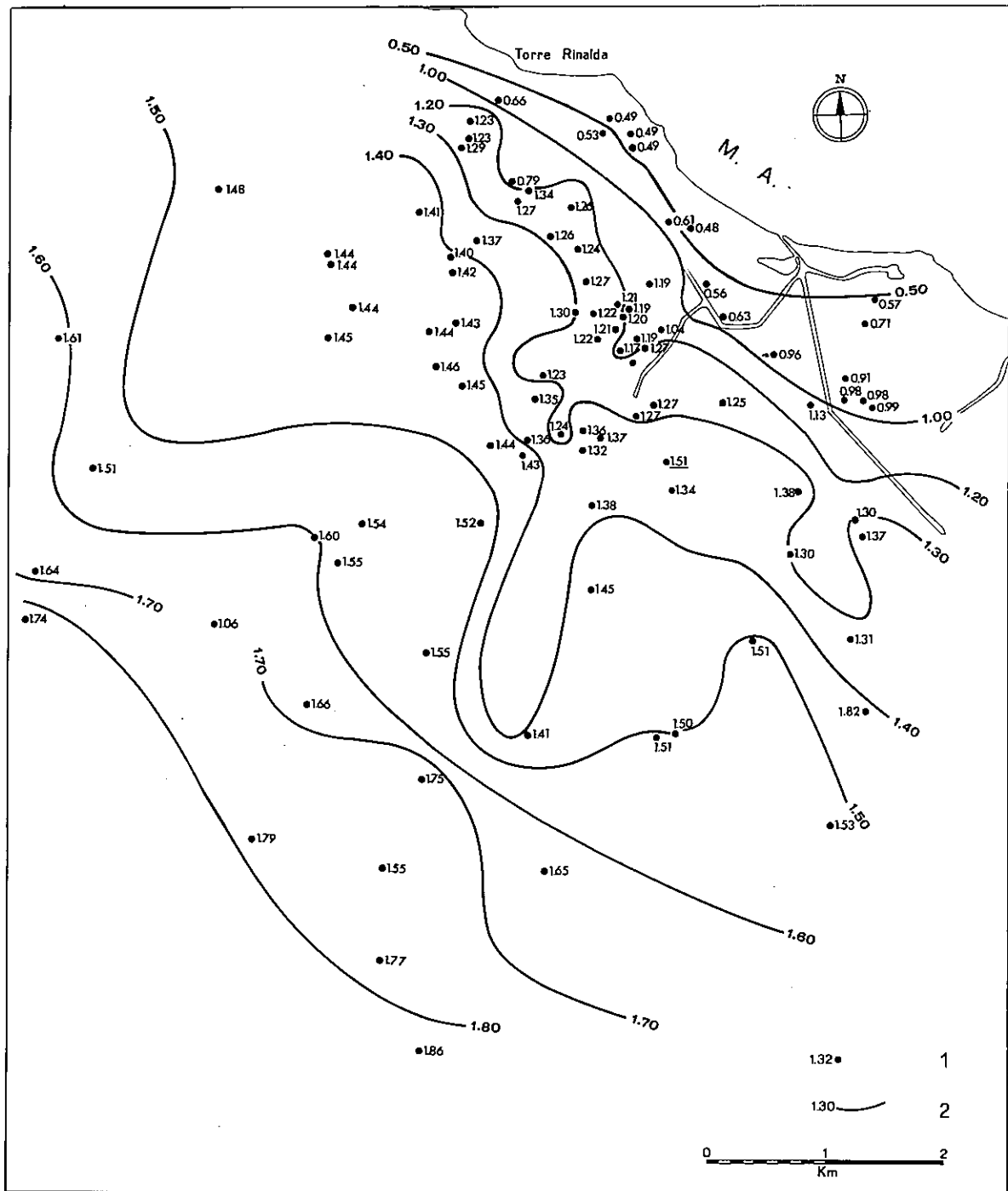


Fig. 114 — Andamento della superficie freatica nel gennaio 1969. 1: ubicazione pozzo con quota (m) del livello statico rispetto al l.m.m.; 2: isofreatica.

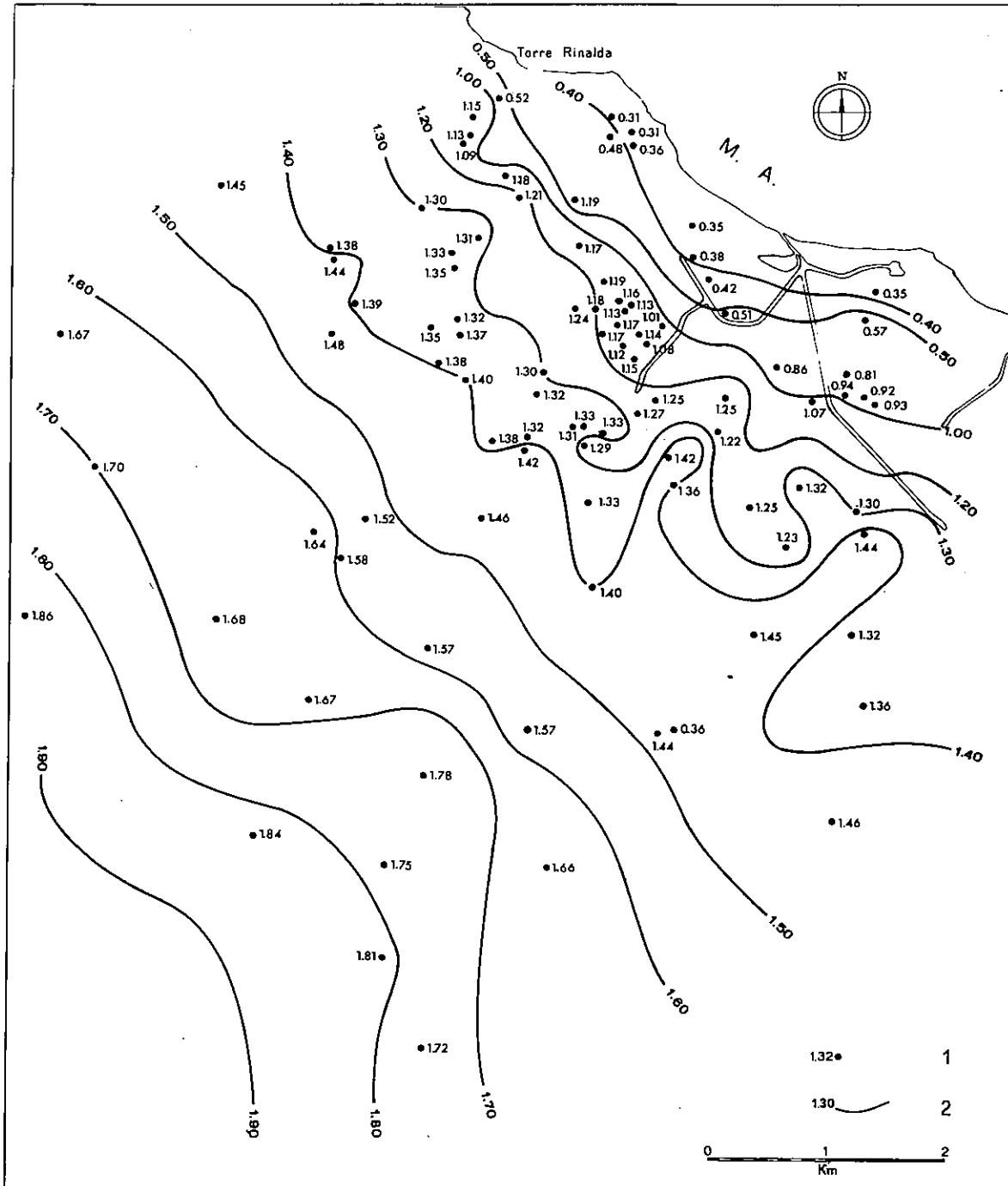


Fig. 115 — Andamento della superficie freatica nell'aprile 1969. 1: ubicazione pozzo con quota (m) del livello statico, rispetto al l.m.m.; 2: isofreatica.

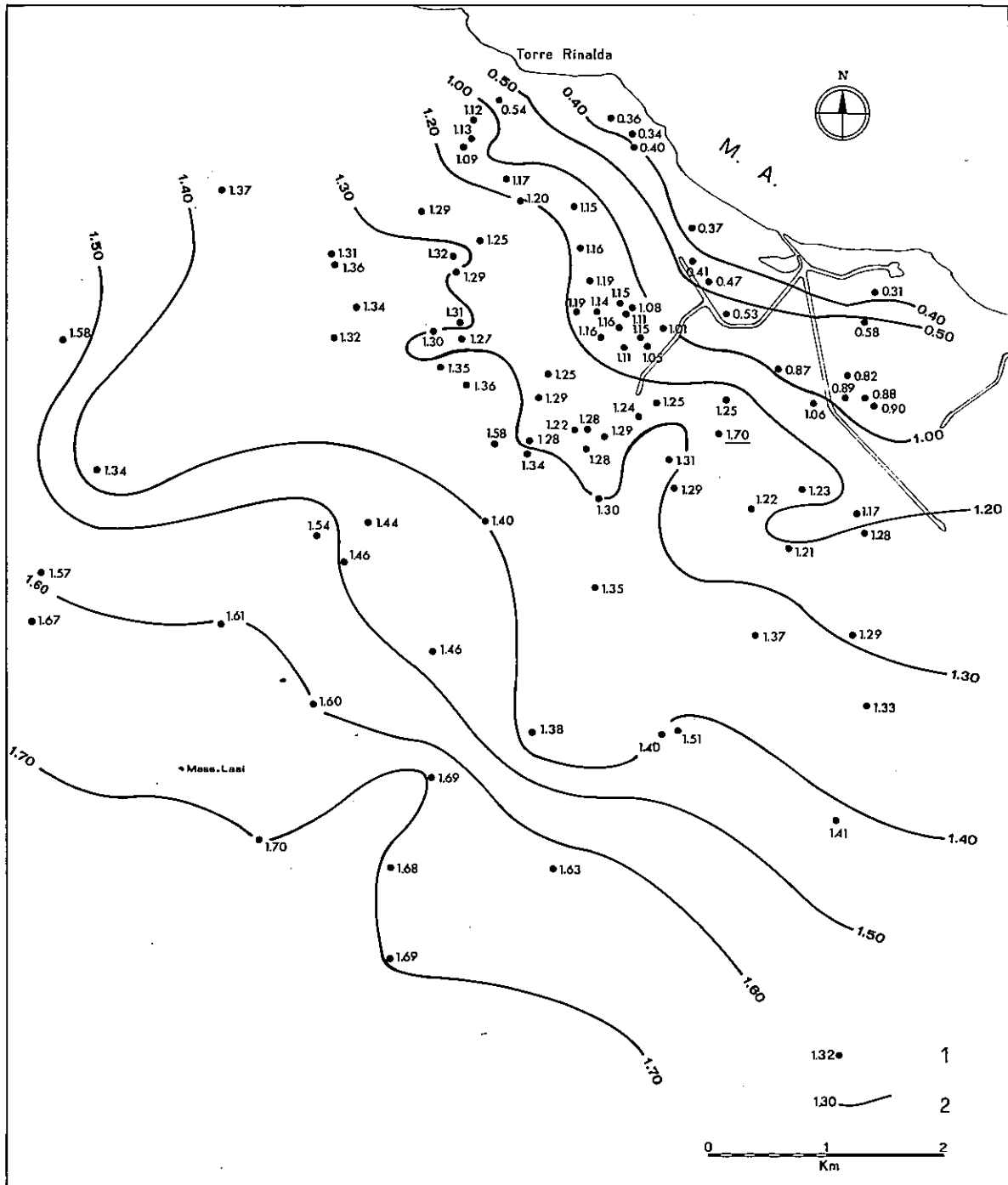


Fig. 116 — Andamento della superficie freatica nell'ottobre 1969. 1: ubicazione pozzo con quota (m) del livello statico; 2: isofreatica, riferita come le quote dei pozzi al l.m.m.

per le loro caratteristiche all'indagine in argomento.

I dati ottenuti dalle prove sono qui riassunti per semplicità in valori di portata specifica media al fine di poter operare un confronto immediato del comportamento al pompaggio tra singoli pozzi. In figura 118 è rappresentata la distribuzione areale dei valori della portata specifica media relativa ai vari pozzi indagati. Alcuni valori anormalmente bassi, relativi a pozzi ricadenti in aree caratterizzate da alti valori della portata specifica media, possono essere imputati alle cattive condizioni dei pozzi medesimi (intasamento, spessore esiguo della lama di acqua, ecc...).

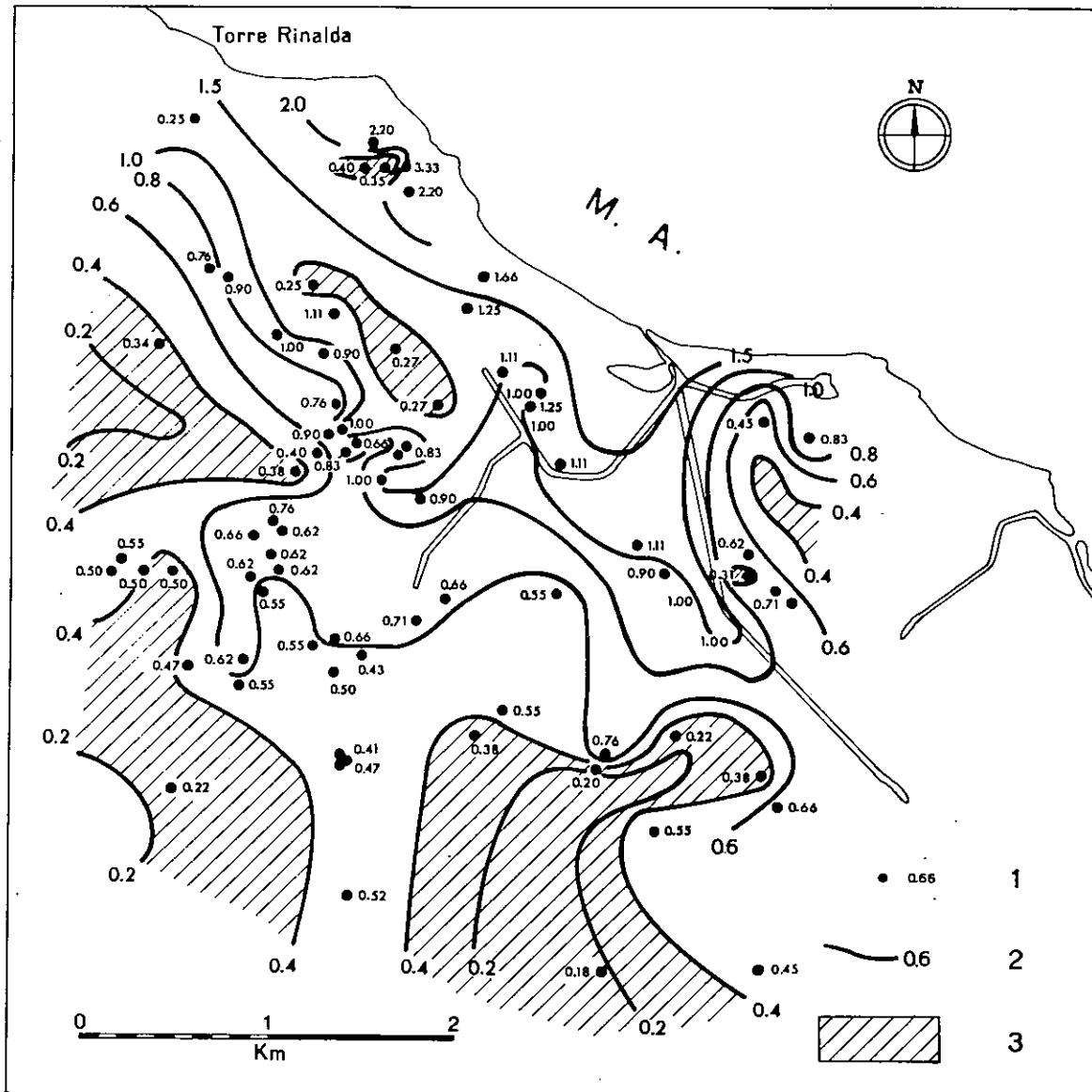


Fig. 117 — Curve isodiabasi; 1: ubicazione pozzo con valore della comunicabilità; 2: isodiabase; 3: aree a scarsa comunicabilità (0,4).

Come era prevedibile, le aree caratterizzate da alti valori estrattivi coincidono con quelle caratterizzate da una buona comunicabilità, indice di un forte grado di permeabilità dell'acquifero. In tali aree si è avuta la massima portata specifica media, con il valore di 366 l/s.m.

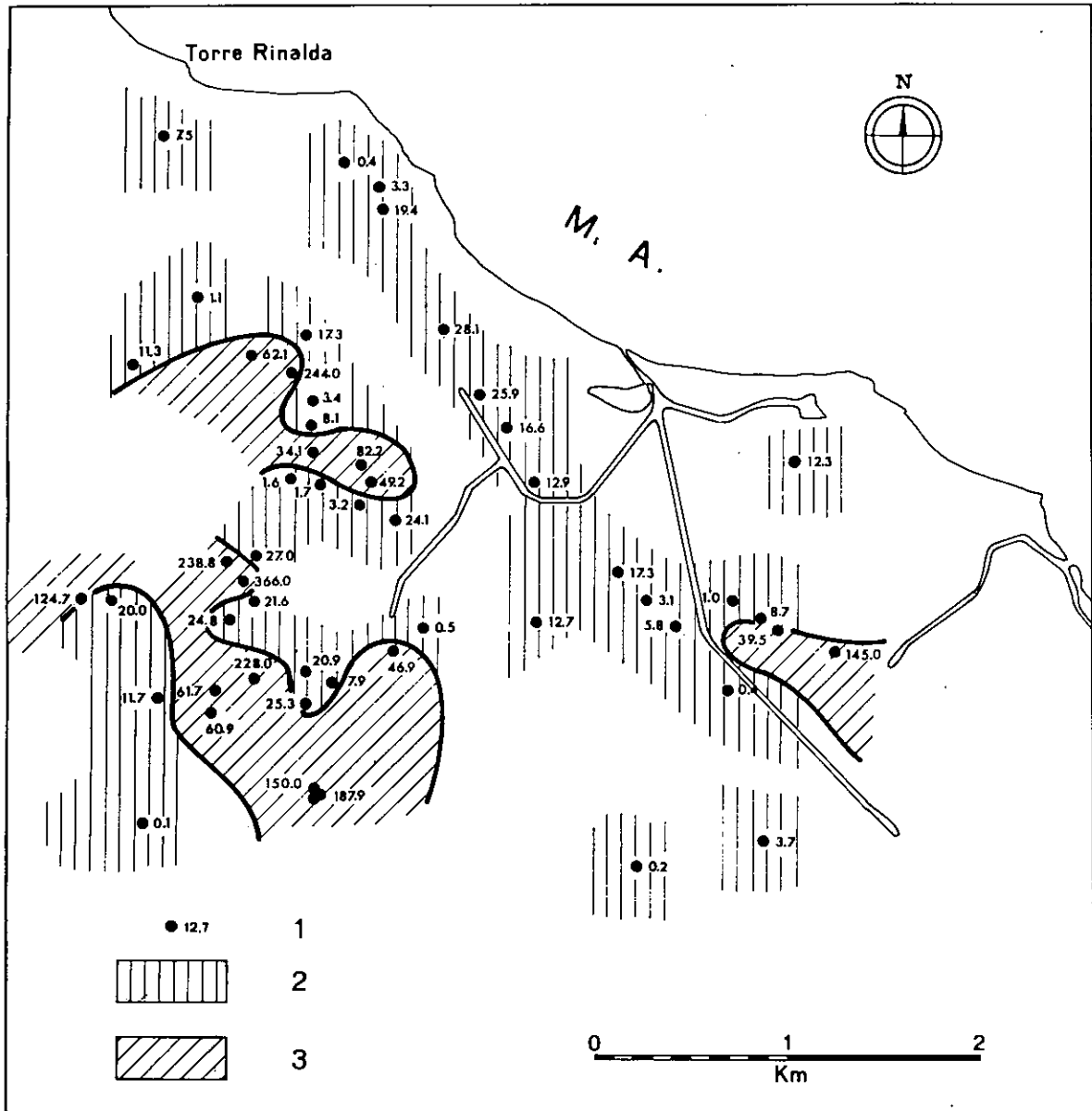


Fig. 118 — Distribuzione areale dei valori delle portate specifiche medie relative a prove di portata effettuate nell'ottobre 1969. 1: ubicazione pozzi con portata specifica media in l/s.m; 2: aree con pozzi a portata specifica media inferiore a l/s.m 30; 3: aree con pozzi a portata specifica media superiore a l/s.m 30.

7.5.4. Chimismo delle acque sotterranee

A) *Analisi chimiche totali*

Nella tabella 15 sono riportati i dati relativi ad analisi chimiche totali eseguite su campioni di acque, prelevati in varie date da pozzi trivellati e dai canali che smaltiscono a mare le acque sgorganti dalle sorgenti Idume.

Nella figura 119 sono riportati, secondo lo schema di SCHOELLER alcune tra le più rappresentative analisi; da tali diagrammi risulta evidente che sia le acque della falda profonda che quelle della falda superficiale, e quindi le acque fluenti nei canali, risentono in misura più o meno accentuata della contaminazione da acque marine di invasione continentale; un forte grado di inquinamento presenta in particolare l'acqua della polla principale della sorgente Idume.

Si constata inoltre che per entrambe le falde la sola misura del contenuto in cloro è sufficiente a dare l'ordine di grandezza del miscelamento di acque dolci di falda con acqua marina di invasione continentale.

B) *Carotaggi salini nei pozzi trivellati*

Lungo le colonne idriche dei sondaggi sono state effettuate misure del contenuto salino delle acque mediante batisalinometro a resistività. Le misure hanno rivelato che anche le acque della falda superficiale presentano una sia pur debole stratificazione alina, contenuta in genere nell'intervallo da 0,3 a 2 g/l.

Solo nelle zone più vicine alla costa si rinviene nella falda superficiale la zona di transizione tra acque dolci di falda e acque di mare invadente l'acquifero superficiale (pozzo E 4, perforato a circa 550 m dalla costa). Si può stabilire che l'ingressione diretta di acque di mare nelle rocce permeabili post-cretacee si spinge sino ad una distanza massima dalla costa valutabile sui 500 m circa. Per quanto riguarda la falda profonda, dalle misure di salinità condotte nei sondaggi attestantisi nei calcari cretacei si desume che lo spessore della falda diminuisce gradualmente da un massimo di circa m 64 al pozzo SR, misurato dalla superficie freatica al tettò della zona di diffusione (che qui ha uno spessore di m 30, figura 120) fino ad annullarsi ad una distanza dal mare di circa km 1,5; a distanze inferiori l'acquifero cretaceo contiene solo acqua di mare.

Questa situazione provoca nella colonna idrica del sondaggio C 5, attestantesi nelle rocce carbonatiche cretache, la presenza di un'apparente interfaccia, sorta in corrispondenza del livello impermeabile. Tale interfaccia in realtà è solo il risultato dell'equilibrio, nel perforo, della colonna d'acqua dolce della falda superficiale sull'acqua di mare di invasione continentale, la quale a questa distanza dalla costa permea completamente, come si è già visto, l'acquifero cretaceo. Analogamente avviene al pozzo E 2 (fig. 107), ove però i calcari di base contengono acque fortemente salmastre, non ancora marine, ma appartenenti alla zona di diffusione relativa alla falda profonda.

7.5.5. Traccianti naturalmente presenti nelle acque sotterranee

A) *Contenuti in cloro nelle acque sotterranee*

— *Distribuzione del cloro al livello freatico della falda superficiale.*

In concomitanza con i rilievi freatici, sono stati effettuati campionamenti di acqua dai pozzi a scavo della rete freaticometrica, sui quali è stata eseguita la determinazione della concentrazione in Cl^- .

Nelle figure 121, 122, 123 sono riportate le curve isocloriche relative ai diversi periodi di campionamento.

TAB. 15 — Analisi chimiche di acque campionate in pozzi trivellati dei quali si indicano le relative sigle, e nei canali delle sorgenti Idume.

CAMPIONE	Ca ⁺⁺		Mg ⁺⁺		Na ⁺		K ⁺		Cl ⁻		SO ₄ ⁻⁻		HCO ₃ ⁻		DUREZZA TOTALE *F
	mg/l	meq/l	mg/l	meq/l	mg/l	meq/l	mg/l	meq/l	mg/l	meq/l	mg/l	meq/l	mg/l	meq/l	
SR m 30,00	96,899	4,835	24,811	2,040	137,000	5,959	3,040	0,077	257,742	7,269	52,742	1,098	290,225	4,756	34,379
m 70,00	93,949	4,688	39,616	3,258	233,000	10,134	5,000	0,128	437,562	12,341	52,471	1,092	294,844	4,832	39,730
m 145,50	870,211	43,424	229,405	106,037	1.850,000	515,419	163,000	4,169	20823,600	587,292	3162,246	65,835	161,816	2,652	747,301
C5 m 33,00	95,915	4,786	47,212	3,883	293,000	12,744	6,150	0,157	545,454	15,383	85,564	1,781	277,660	4,550	43,344
m 71,00	535,611	26,727	1388,802	114,211	11650,000	506,720	166,000	4,245	20617,575	581,481	3054,665	63,595	148,941	2,441	704,639
E2 m 52,00	98,376	4,909	55,308	4,548	385,000	16,746	7,625	0,195	685,813	19,342	99,027	2,062	271,840	4,455	47,301
E3 m 10,00	89,128	4,447	34,990	2,877	202,000	8,786	3,770	0,096	381,771	10,767	43,409	0,904	265,433	4,350	36,620
Can. Rauccio Polla principale	184,947	9,229	279,197	22,960	2460,000	106,998	35,600	0,910	4010,250	114,794	610,385	12,708	264,481	4,334	160,946
4IIS m 97	335,000	16,751	1072,000	89,338	9,750	423,913	310,000	7,949	17253,400	486,152	3020,800	62,933	76,000	1,246	530,445
Can. Rauccio 500 m dal mare	182,645	9,114	266,490	21,915	2199,714	95,652	82,199	2,102	3960,196	111,690	529,866	11,031	285,813	4,684	155,146
Can. Grande 1500 m dal mare	134,009	6,687	57,000	4,687	624,918	27,174	22,544	0,577	1102,862	31,104	219,650	4,573	317,701	5,207	56,870
Canale Torre Chianca	129,208	6,447	60,540	4,979	579,924	25,217	20,549	0,526	982,510	27,710	142,096	2,958	302,056	4,950	57,130

Taluni valori della clorinità, chiaramente anomali se raffrontati all'andamento generale delle curve isocloriche, sono giustificabili con le sfavorevoli condizioni del pozzo in cui è stato effettuato il prelevamento di acqua, soggetta pertanto a fenomeni di diluizione da precipitazioni meteoriche o concentrazioni per evaporazione.

Dal confronto delle curve isocloriche relative ai diversi periodi si osserva che, in generale, non vi sono sensibili variazioni nel tempo della distribuzione alla superficie freatica dello ione cloro.

L'accentuata tortuosità delle curve isocloriche è un chiaro indice dell'anisotropia dell'acquifero superficiale nei riguardi della contaminazione da acque a contenuto in cloro più elevato, provenienti dall'acquifero profondo, attraverso quelle zone ove la presenza di fenomeni carsici e di fratture rendono permeabile il livello calcarenitico marnoso miocenico separante le due falde.

Si osserva infatti che in aree situate ad uguale distanza dalla costa si hanno acque a diverse concentrazioni in cloro; le zone ove le isocloriche presentano la concavità rivolta verso mare sono in linea di massima identificabili con quelle in cui le calcareniti marnose mioceniche permettono la risalita delle acque della falda profonda, quando questa ha un carico idraulico prevalente rispetto a quella superficiale. Al contrario, nelle aree in cui le isocloriche presentano le convessità verso mare, le acque

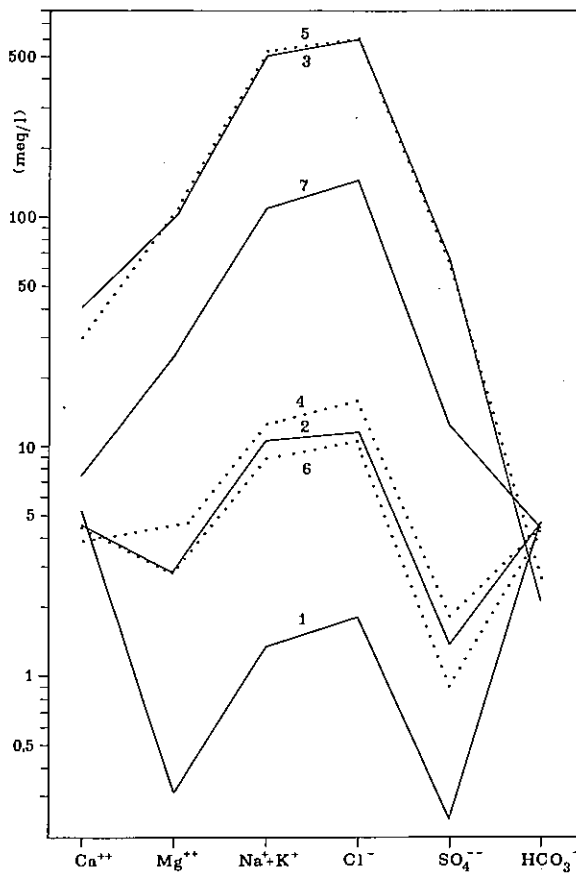


Fig. 119 — Chimismo delle acque sotterranee. 1: SR a m 30; 2: SR a m 70; 3: SR a m 150; 4: C5 a m 33; 5: C5 a m 71; 6: E3 a m 10; 7: polla principale sorgenti Idume.

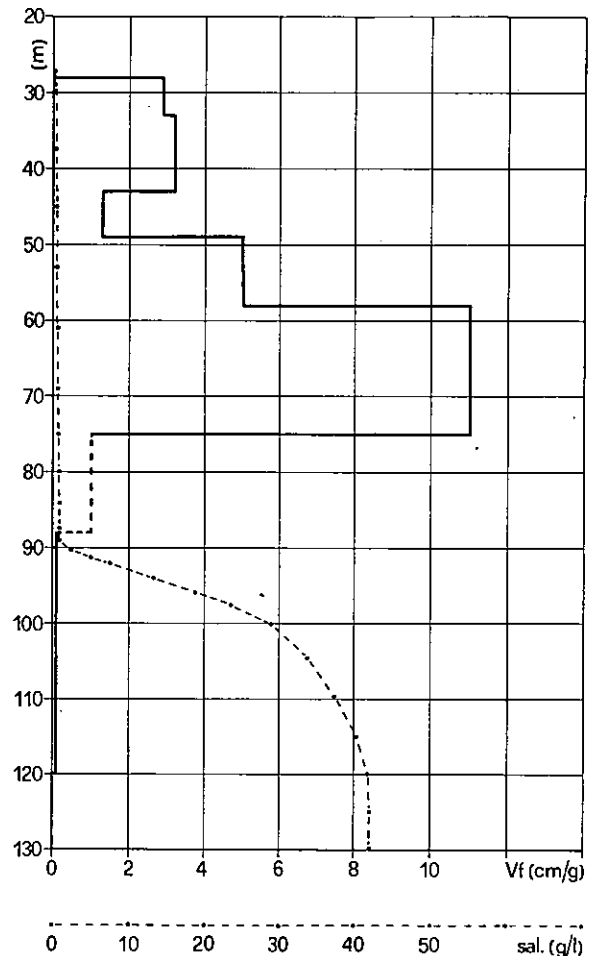


Fig. 120 — Andamento della velocità di filtrazione (in assenza di correnti verticali) e del contenuto salino nel pozzo SR perforato nei calcari e calcari dolomitici del Cretaceo a km 5 circa dal mare.

della falda superficiale non sono comunque miscelate con quelle dell'acquifero cretaceo; i loro contenuti in cloro risultano dunque più modesti.

Anche in occasione delle misure di portata, sono stati effettuati campionamenti delle acque estratte per la misura del loro contenuto in Cl^- . Nelle figure 124, 125 sono riportate le curve isocloriche relative a campionamenti effettuati in fase iniziale ed in fase finale di pompaggio. Non si riscontrano sensibili variazioni con le curve delle figure 121, 122 e 123 ed inoltre non si verifica, generalmente, un sensibile incremento della clorinità sotto l'azione del pompaggio, quando le prove medesime sono state condotte in pozzi a scavo con modeste lame di acqua. Incrementi più notevoli si riscontrano, al contrario, nei pozzi trivellati per evidente richiamo di acque dal basso.

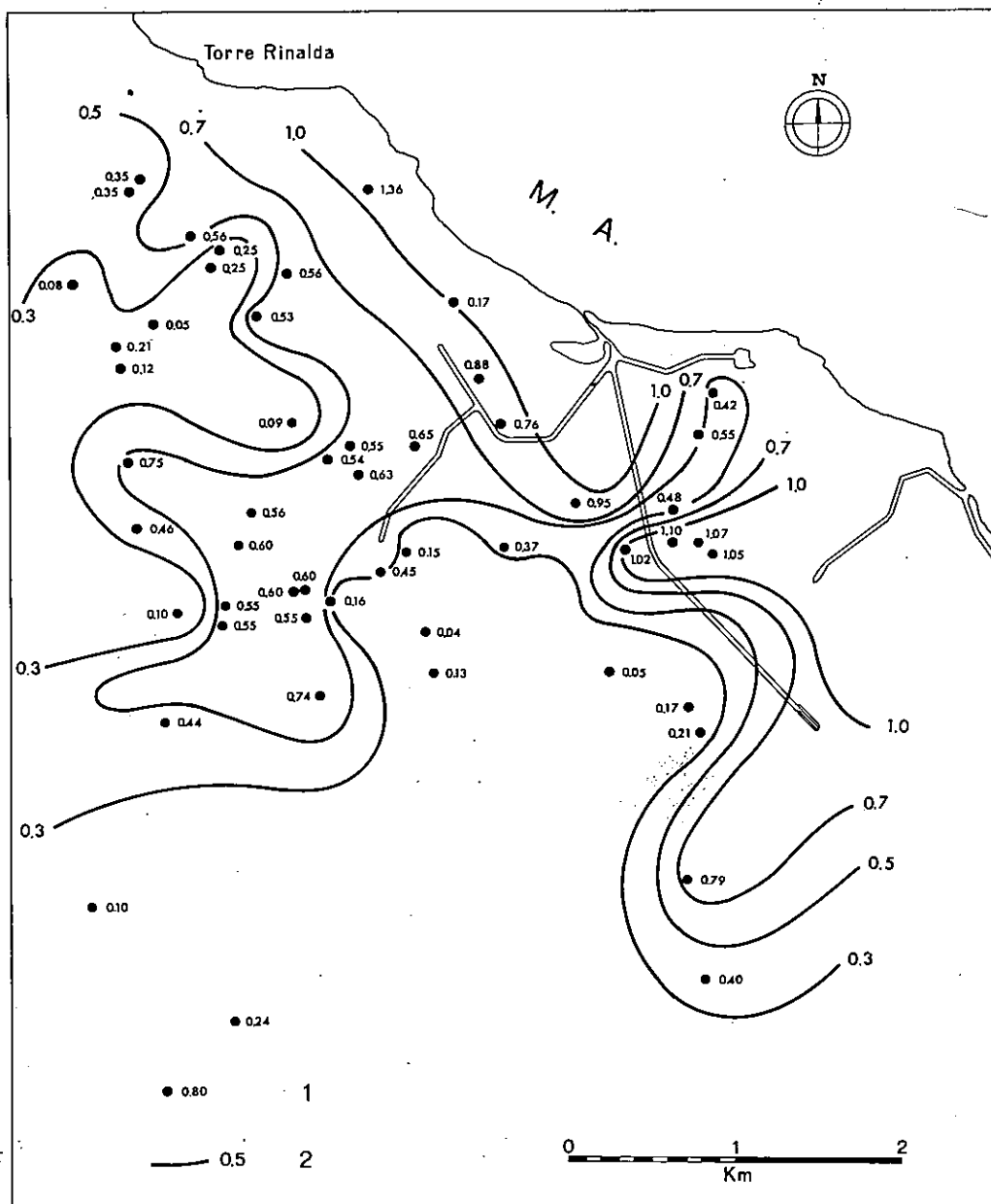


Fig. 121 — Distribuzione del contenuto in Cl^- delle acque della falda superficiale nel marzo 1968. 1: ubicazione pozzo con valore della concentrazione in Cl^- (g/l) al livello statico; 2: isoclorica.

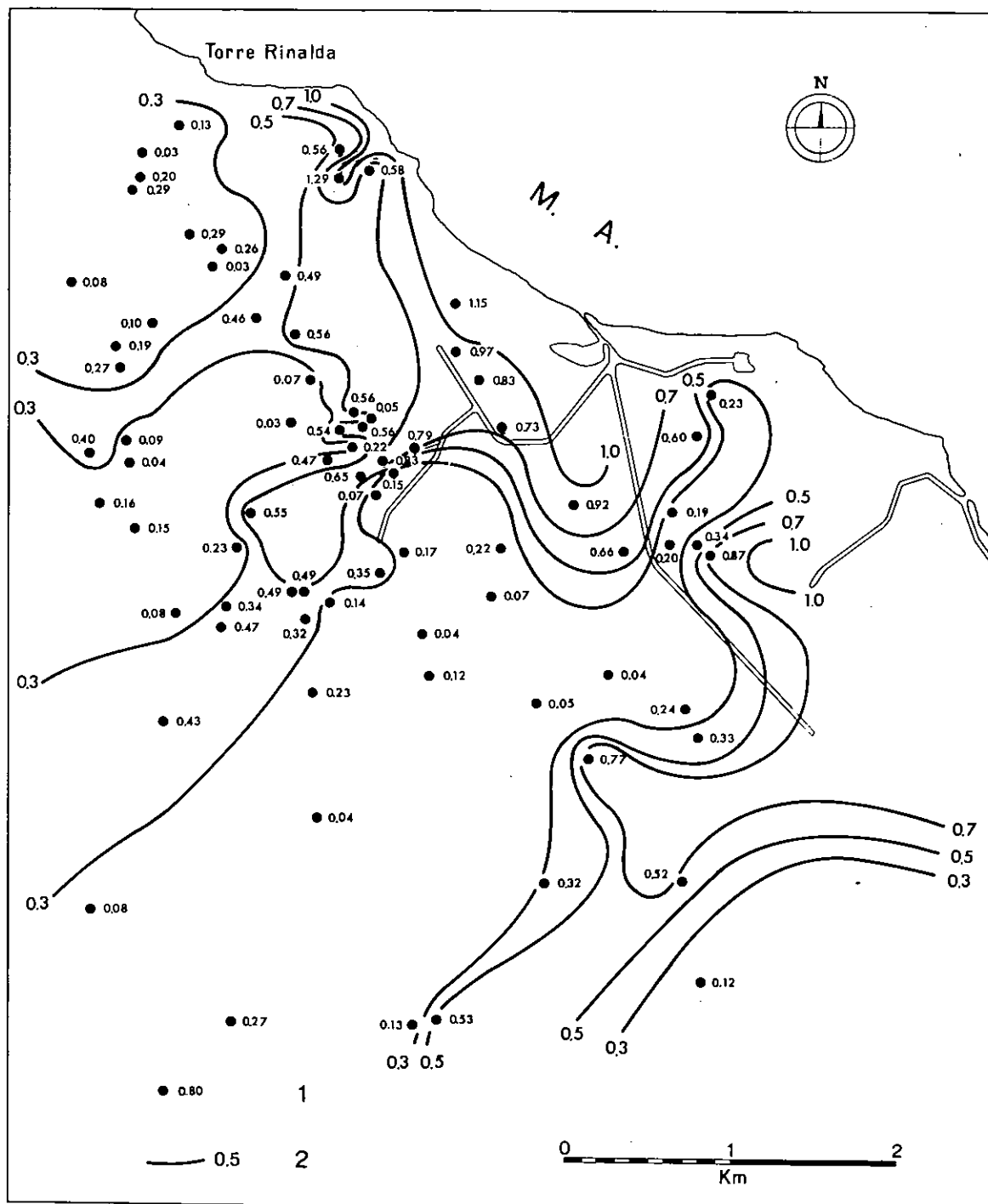


Fig. 122 — Distribuzione del contenuto in Cl⁻ delle acque della falda superficiale nell'aprile 1969. 1: ubicazione pozzo con valore della concentrazione in Cl⁻ (g/l) al livello statico; 2: isoclorica.

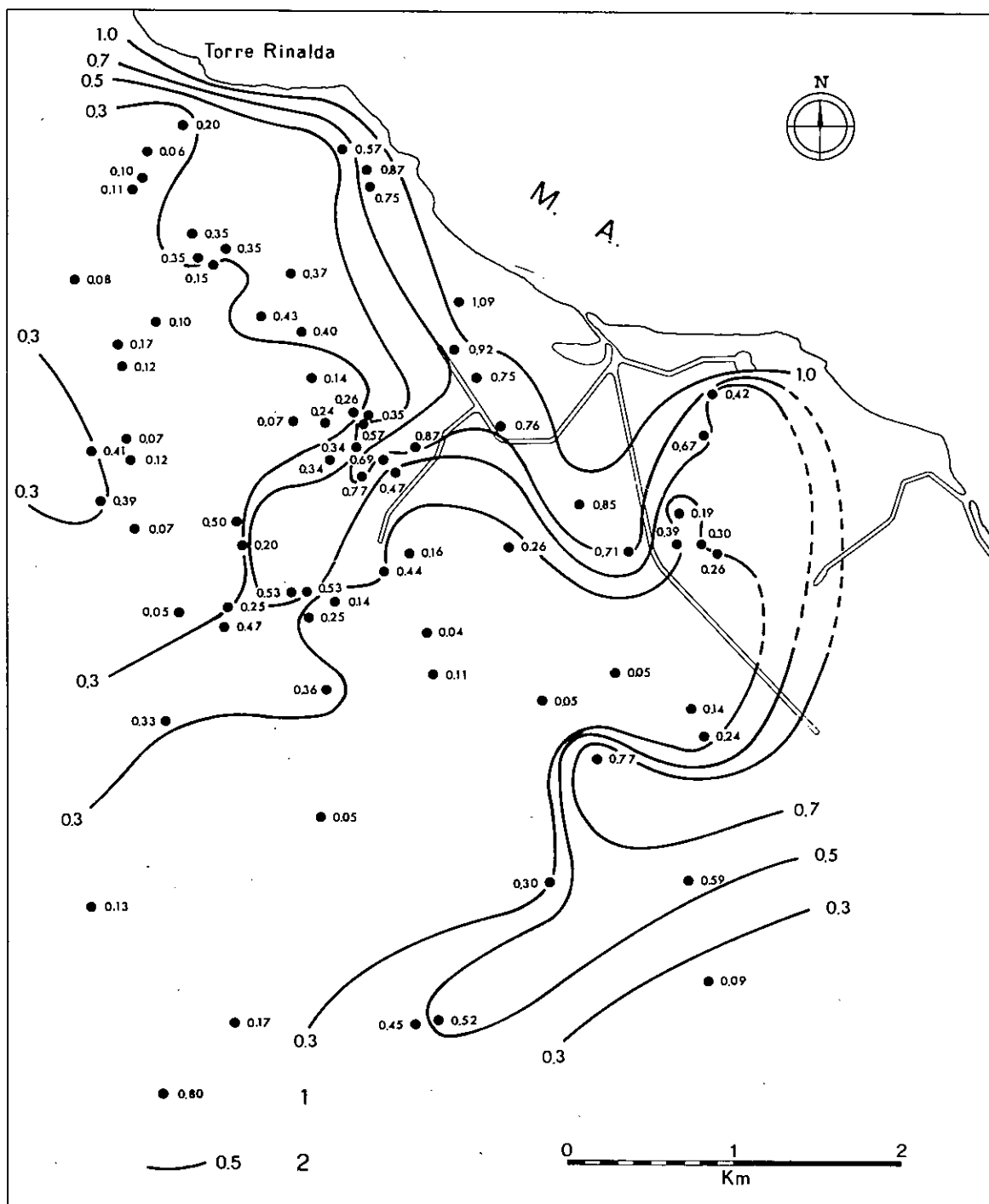


Fig. 123 — Distribuzione del contenuto in Cl⁻ delle acque della falda superficiale nell'ottobre 1969.
 1: ubicazione pozzo con valore della concentrazione in Cl⁻ (g/l) al livello statico; 2: isoclorica.

Indicazioni più particolari circa l'influenza della falda profonda su quella superficiale si sono ottenute mediante l'analisi del contenuto in cloro di acque campionate negli « aisi » e lungo i canali drenanti acque di polle sgorganti al loro fondo (fig. 126).

I campionamenti effettuati nel canale Grande hanno mostrato che, mentre nel tratto iniziale la concentrazione del Cl^- si mantiene attorno a valori relativamente bassi ($0,80 \div 1,10$ g/l di Cl^-), all'altezza dell'« aiso » A (le cui acque hanno 7,80 g/l di Cl^-) essa aumenta bruscamente, fino ad un valore di 6,50 g/l; il miscelamento con acque

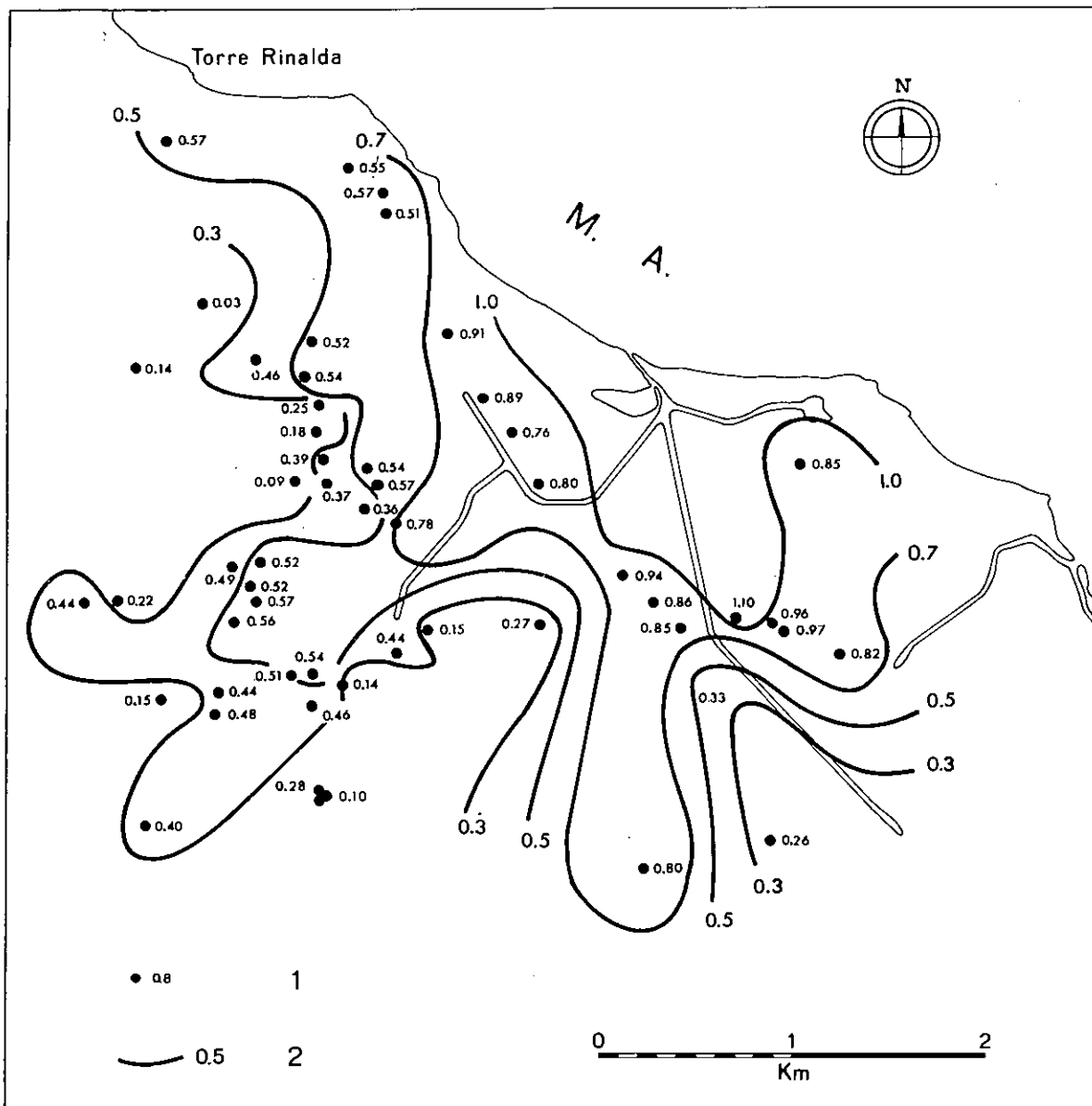


Fig. 124 — Influenza degli emungimenti sulla distribuzione del contenuto in Cl^- delle acque della falda superficiale: i valori si riferiscono a campioni prelevati in fase iniziale di pompaggio. 1: ubicazione pozzo con valore della concentrazione in Cl^- (g/l); 2: isoclorica.

a 3,97 g/l di Cl^- provenienti da un'altra polla, ubicata in corrispondenza dell'« aiso » E (le cui acque hanno una concentrazione di 1,30 g/l di Cl^-), produce un relativo adolcimento fino a giungere ad un valore dicirca 5 g/l, pressoché costante per tutto il tratto terminale del canale.

Nel tratto iniziale del Canale Rauccio la clorinità oscilla attorno ad un valore medio di 1,55 g/l; le sue acque dunque provengono dallo stesso livello che alimenta l'« aiso » F (1,42 g/l di Cl^-); nel tratto seguente, sino alla confluenza con il canale di sinistra, le acque presentano una concentrazione più bassa, mediamente 0,60 g/l. Ciò

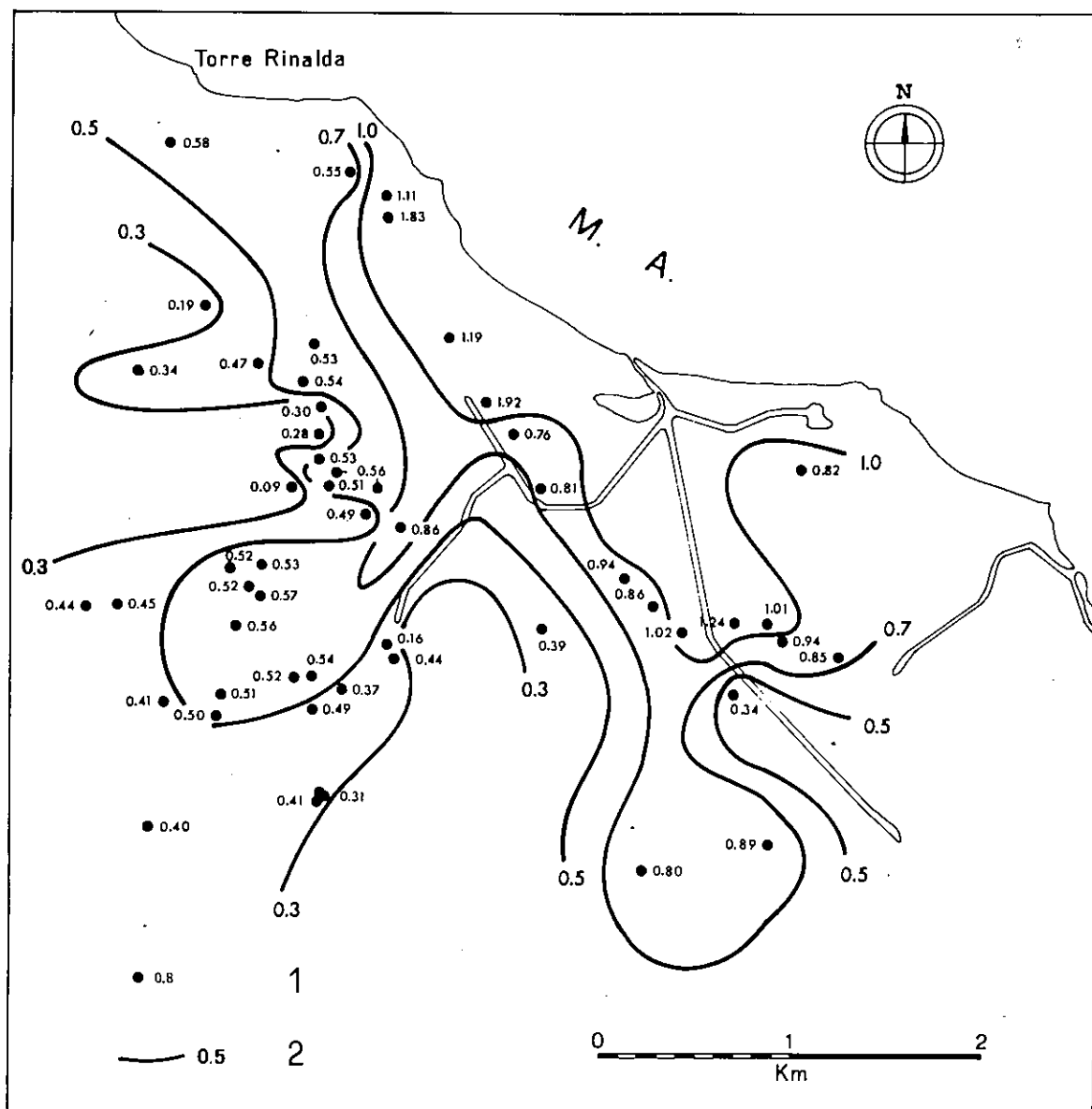


Fig. 125 — Influenza degli emungimenti sulla distribuzione del contenuto in Cl^- delle acque della falda superficiale: i valori indicati si riferiscono a campioni prelevati in fase finale di pompaggio. 1: ubicazione pozzo con valore della concentrazione in Cl^- (g/l); 2: isoclorica.

con modalità che potrebbero essere simili a quelle che regolano il funzionamento delle estavelle marine.

In definitiva, la distribuzione del contenuto in cloro alla superficie freatica della falda superficiale è determinata, oltre che dal contenuto proprio delle acque appartenenti a questa, anche, ed in maniera spesso rilevante, dagli apporti di acque dell'acquifero cretaceo, specie in quella fascia costiera ove questo contiene solo acqua di mare d'invasione continentale. « Aisi » e polle costituiscono inoltre sbocchi naturali alla superficie topografica di vie preferenziali di deflusso sotterraneo, che quasi sempre corrispondono a zone ove le calcareniti marnose mioceniche separanti le due falde sono più o meno permeabili, tanto da permettere la risalita di acque salate dai calcari di base.

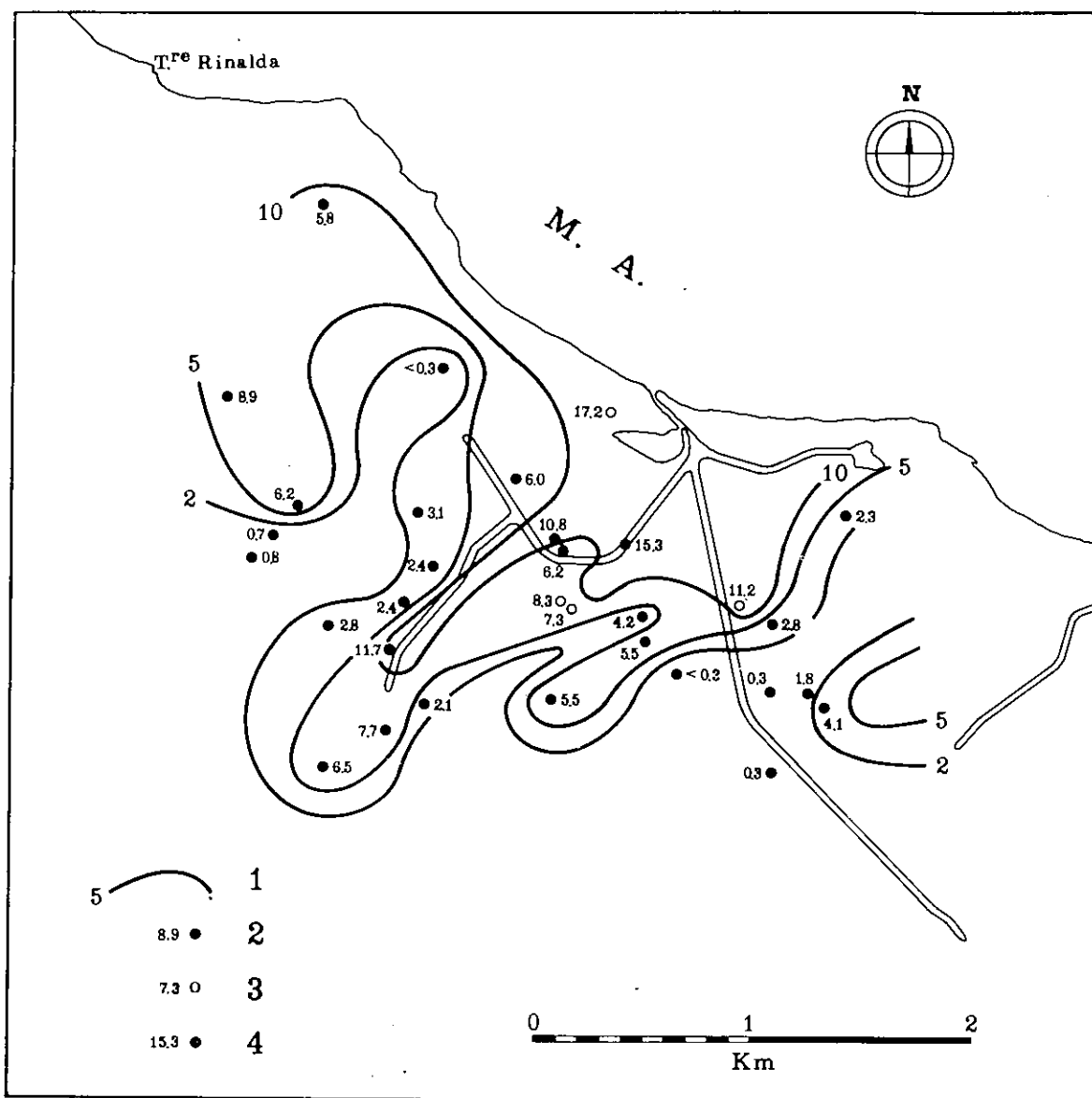


Fig. 127 — Distribuzione del contenuto in radon (10^{-10} Ci/l) delle acque della falda superficiale misurato in pozzi a scavo (2), in aisi (3) e nella polle principale delle sorgenti Idume; 1: curve di egual contenuto in radon.

B) *Contenuti in radon delle acque nei pozzi a scavo*

Come già si è detto nella parte geologica, l'acquifero superficiale è caratterizzato dalla presenza di un livello-guida costituito da calcarenite (interessata localmente da fenomeni di dolomitizzazione secondaria) glauconitico-fosfatica, molto permeabile per fessurazione e carsismo. Per la presenza di minerali radioattivi, questo livello, ben segnalabile ai carotaggi gamma, determina un arricchimento in radon delle acque che ivi filtrano. La zona delle sorgenti Idume ben si presta dunque all'impiego di tale elemento come tracciante naturalmente presente nelle acque.

Una prima prospezione del contenuto in radon al livello freatico della falda superficiale veniva eseguita tra l'aprile e l'ottobre 1968; nella figura 127 è rappresentato l'andamento delle curve ad ugual contenuto in radon; è chiaramente visibile la distribuzione di quei punti-acqua che intercettano acque circolanti nel livello glauconitico-fosfatico.

Tra questi punti si segnala in particolare la polla principale delle sorgenti Idume,

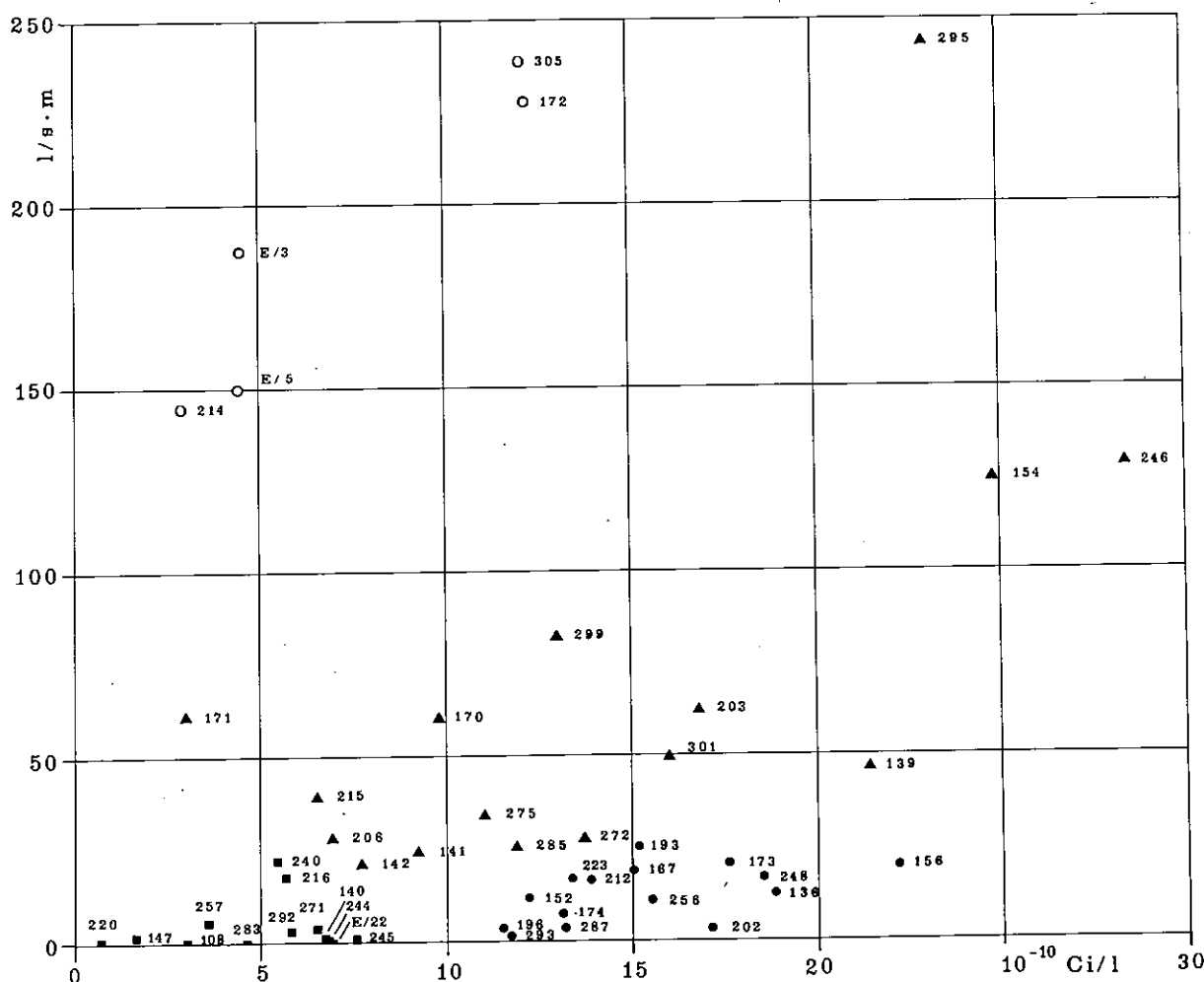


Fig. 128 — Relazione tra portata specifica media (l/sec · m) e valori del contenuto in radon (10^{-10} Ci/l) delle acque estratte durante le prove di portata dell'ottobre 1969. Il diverso simbolismo adottato per identificare i punti acqua esaminati trova riscontro nella distribuzione areale indicata in fig. 129.

con un contenuto in Rn di $30 \cdot 10^{-10}$ Ci/l.

Ma il contenuto in radon nelle acque è altresì legato alla mobilità della falda; si eseguiva pertanto una seconda prospezione, questa volta in occasione delle misure di portata.

I risultati sono sintetizzati nel diagramma portata specifica media-contenuto in radon delle acque estratte dopo $2 \div 3$ ore di pompaggio (fig. 128). Si sono quindi riconosciuti dei raggruppamenti di pozzi che sul terreno coincidono principalmente (fig. 129) con:

— aree con pozzi a bassa portata specifica media e bassi contenuti in radon (aree caratterizzate da bassa permeabilità);

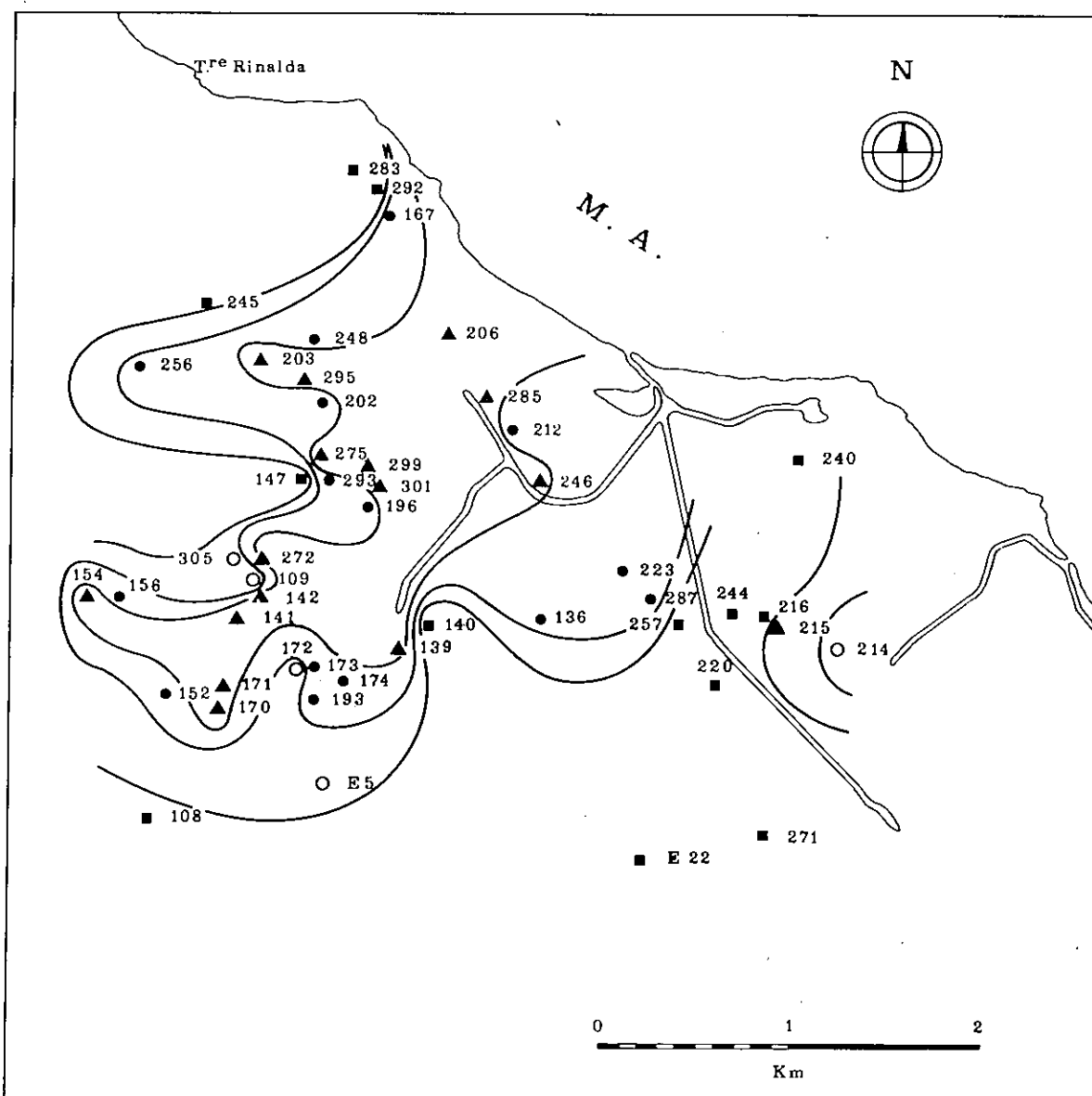


Fig. 129 — Distribuzione areale dei punti acqua sottoposti a pompaggio e delimitazione delle zone caratterizzate dalle diverse relazioni tra portata specifica media (l/sec · m) e valori del contenuto in radon (10^{-10} Ci/l) delle acque estratte.

— aree con pozzi a basse portate specifiche medie ma con alti valori del contenuto in radon (generalmente bassa permeabilità, circolazione dell'acqua sotterranea limitata al livello glauconitico-fosfatico);

— aree in cui all'aumentare della portata specifica media aumenta il contenuto in radon; l'arricchimento è funzione della diversa mobilità delle acque da punto a punto dell'acquifero.

7.5.6. Impiego di traccianti radioattivi

A) Velocità di filtrazione al livello freatico

Nel settembre 1968 è stata effettuata una serie di misure della velocità di filtrazione al tetto della falda superficiale in quindici pozzi a scavo, con l'impiego di iodio-131.

Nella planimetria di figura 130 sono riportati i valori ottenuti: si osserva che le maggiori velocità si riscontrano nell'area immediatamente circostante le sorgenti Idume, a conferma del forte drenaggio da questo operato sulla falda superficiale.

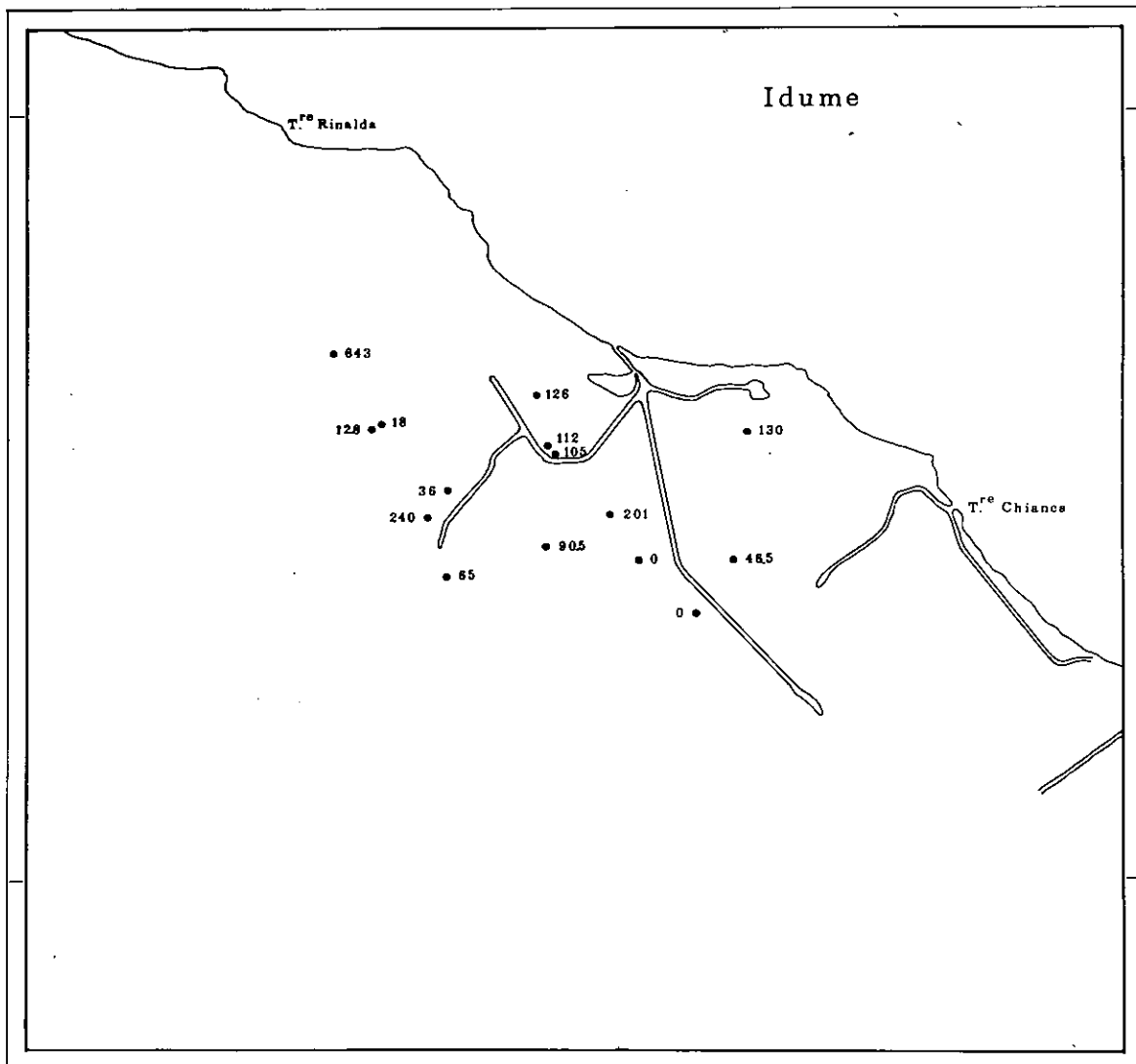


Fig. 130 — Valori della velocità di filtrazione (cm/g) misurati in pozzi a scavo alla superficie freatica della falda superficiale.

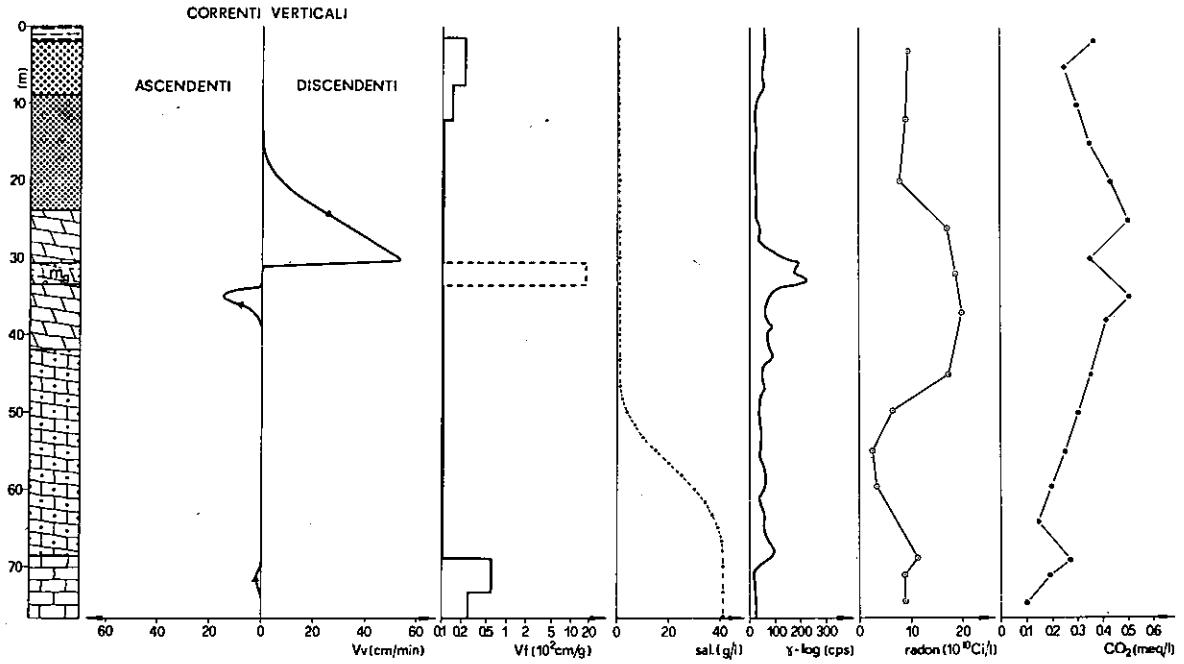


Fig. 131 — Andamento delle correnti verticali (V_v), della velocità di filtrazione (V_f), del contenuto salino (g/l), della radioattività naturale dell'acquifero (γ -log), dei contenuti in radon (Ci/l) e in CO_2 indipendente (mM/l) misurati nel pozzo C 5, perforato a m 1.400 circa dal mare. La velocità di filtrazione, essendo stata misurata in presenza di correnti verticali nel pozzo, non è quella effettiva della falda. I simboli della colonna stratigrafica sono gli stessi delle sezioni geologiche della fig. 107.

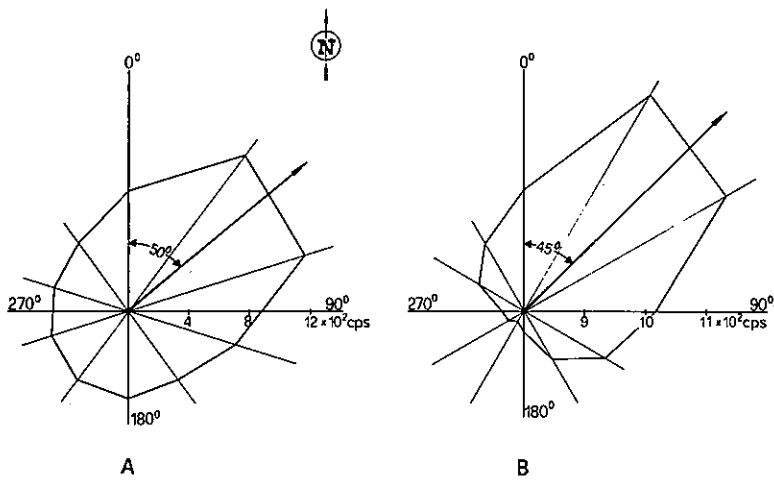


Fig. 132 — Misura della direzione dei deflussi sotterranei, eseguita nel pozzo C 5 a m 33 (A) e a m 75 (B) di profondità.

B) *Velocità di filtrazione nei pozzi trivellati e direzione dei deflussi sotterranei con l'impiego di traccianti radioattivi artificiali*

a) *Velocità di filtrazione e direzione dei deflussi della falda profonda*

In figura 120 è riportato l'andamento della velocità di filtrazione con la profondità relativo al pozzo SR; le più forti velocità in media circa 11 cm/g, sono state riscontrate nel tratto da m 58 a m 75, ove è presente un livello interessato da fratture allargate dalla dissoluzione carsica. Al di sopra, dove la roccia è meno permeabile, la velocità di filtrazione scende a valori dell'ordine dei 2 ÷ 3 cm/giorno. Le acque della zona di diffusione risultano praticamente immobili. Al pozzo C 5, ove nei calcari di base è contenuta solo acqua di mare, questa presenta una discreta velocità di filtrazione: circa 67 cm/giorno (fig. 131); la direzione di deflusso è risultata verso le sorgenti (fig. 132).

b) *Velocità di filtrazione e direzione dei deflussi della falda superficiale; misure delle correnti verticali*

Le misure della velocità di filtrazione effettuate nei pozzi perforati interessanti la falda superficiale mostrano, in accordo con le osservazioni geolitologiche, che l'acquifero in rocce post-cretacee è in realtà costituito da un insieme di livelli ad irregolare distribuzione della permeabilità in senso verticale e orizzontale. Infatti i valori delle velocità di filtrazione misurate lungo tratti di colonna idrica dei pozzi, corrispondenti ai diversi livelli acquiferi, variano fortemente e bruscamente da pochi centimetri a numerosi metri al giorno.

Le maggiori velocità di filtrazione sono state riscontrate nel livello calcarenitico glauconitico-fosfatico, in accordo con le osservazioni stratigrafiche che indicano in questo livello presenza di vie preferenziali di deflusso, create dalla dissoluzione carsica. A titolo indicativo si mostra in figura 130 l'andamento della velocità di filtrazione con la profondità riguardante il pozzo C 5, perforato a m 1.400 circa dal mare; si è qui riscontrata, in corrispondenza del predetto livello, la massima velocità di filtrazione (circa 18 m/giorno), valore peraltro non corretto perché influenzato dalla presenza di correnti verticali nel pozzo.

La misura della direzione del deflusso idrico dello stesso livello indica che l'acqua fluisce in direzione delle sorgenti (fig. 131).

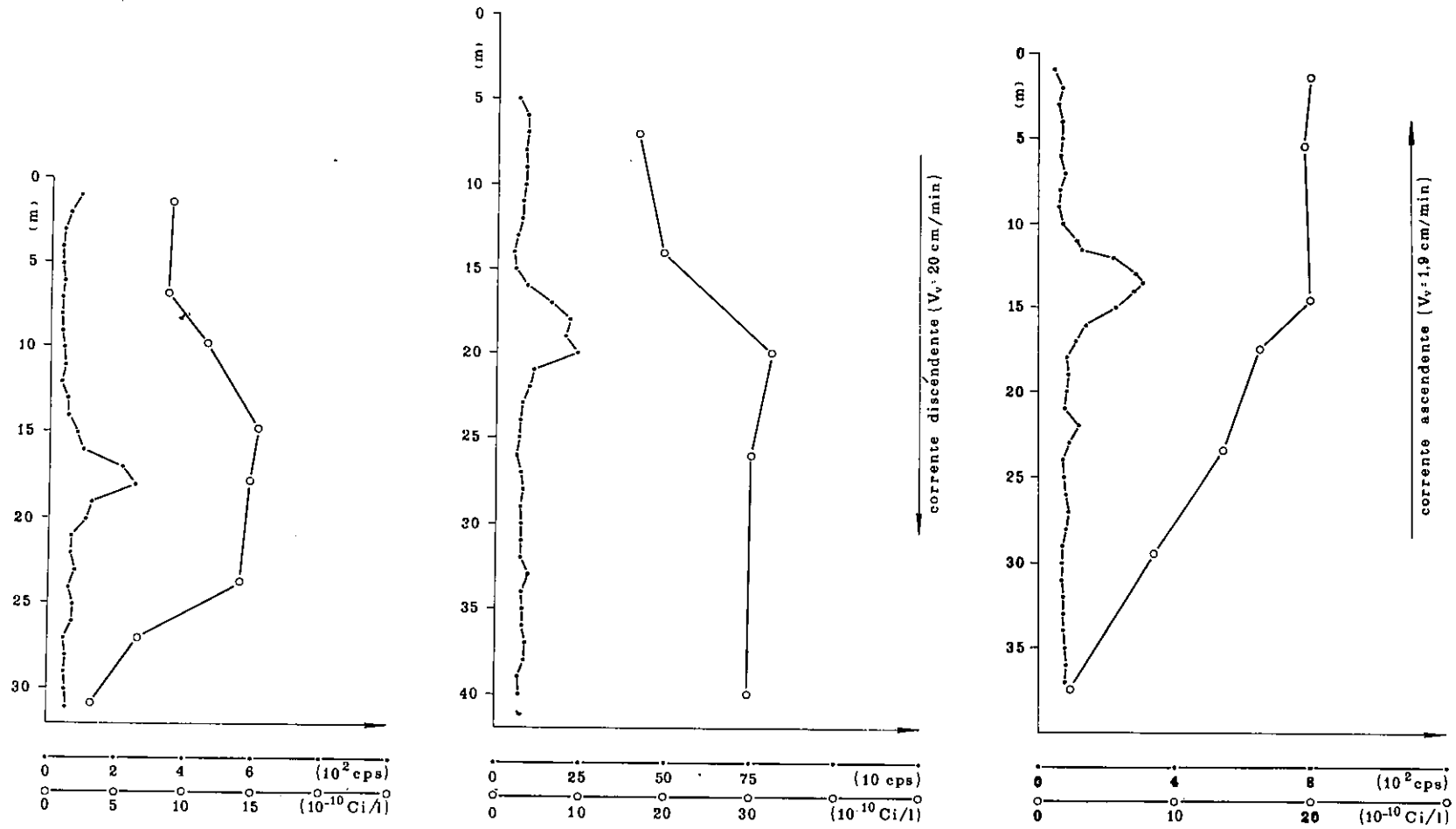
La conseguenza più immediata della situazione idrogeologica esposta è che i vari livelli acquiferi presentano nell'ambito della stessa falda superficiale dei carichi idraulici diversi l'uno dall'altro; per tale ragione si determinano, lungo la colonna idrica dei sondaggi, correnti verticali che trasportano l'acqua da un livello all'altro.

Un esempio è mostrato nella medesima figura 130, dalla quale risulta che una corrente discendente, al di sopra del tetto del livello glauconitico, raggiunge la velocità massima di circa 55 cm/min ed una corrente ascendente, al di sotto del medesimo livello, raggiunge la velocità di circa 15 cm/min. Se ne ricava che il livello glauconitifero opera attraverso il sondaggio un forte drenaggio, principalmente dal livello sovrastante e, subordinatamente, da quello sottostante, sottraendo complessivamente agli stessi livelli una quantità di acqua valutabile in circa 1.300 l/ora.

Il radon, il cui contenuto è stato misurato in determinate parti della colonna idrica dei pozzi trivellati, funge da traccianti naturale per la circolazione di correnti verticali, grazie alla presenza del livello glauconitifero radioattivo.

In figura 133 sono riportate le prospezioni del contenuto in Rn eseguite nei pozzi E 4, C 1 e C 2, correlate con i relativi γ -logs. Come si osserva, in assenza di correnti verticali, il contenuto in radon assume il valore più elevato solo in corrispondenza dell'anomalia radioattiva della roccia; quando invece vi sono correnti verticali, queste omogeneizzano la colonna idrica; pertanto i contenuti in Rn si mantengono pressoché costanti lungo l'intero tratto interessato dalle correnti.

Fig. 133 — Andamento della radioattività naturale dell'acquifero (γ -log) e del contenuto in radon (Ci/l) delle acque con la profondità misurati lungo la colonna idrica dei pozzi E 4, C 1 ed E 2.



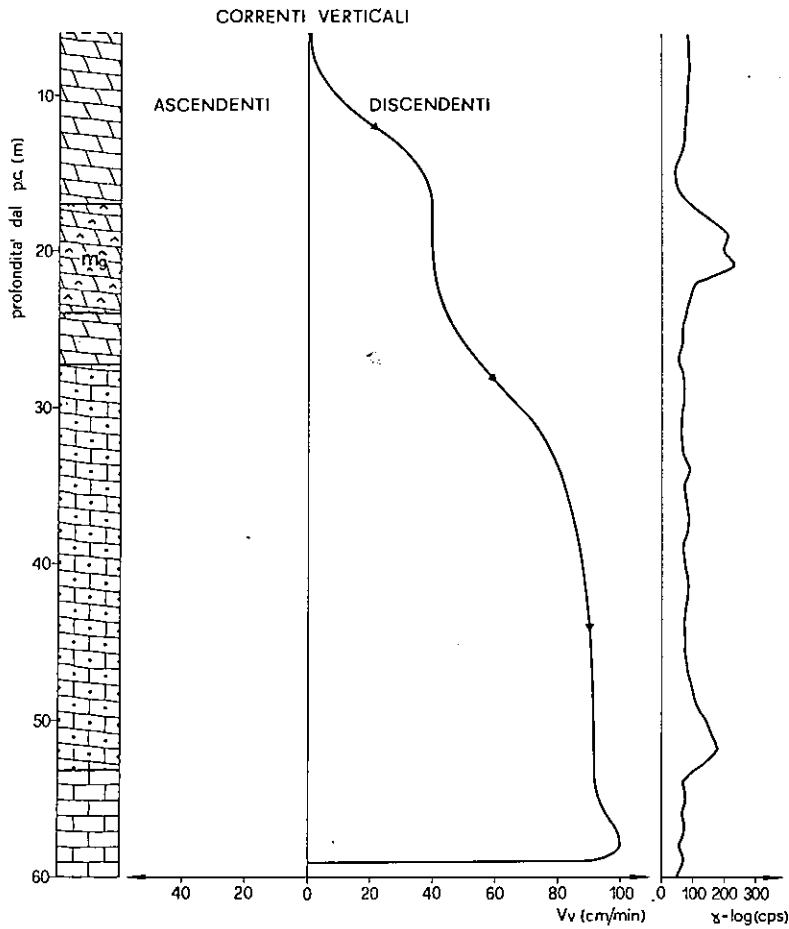


Fig. 134 — Andamento della corrente verticale discendente dell'acqua e della radioattività naturale dell'acquifero, misurate nel pozzo C 1, perforato a km 3 circa dal mare. In tale situazione il carico della falda superficiale è ovviamente maggiore di quello della falda profonda. I simboli della colonna stratigrafica sono gli stessi delle sezioni geologiche di fig. 107.

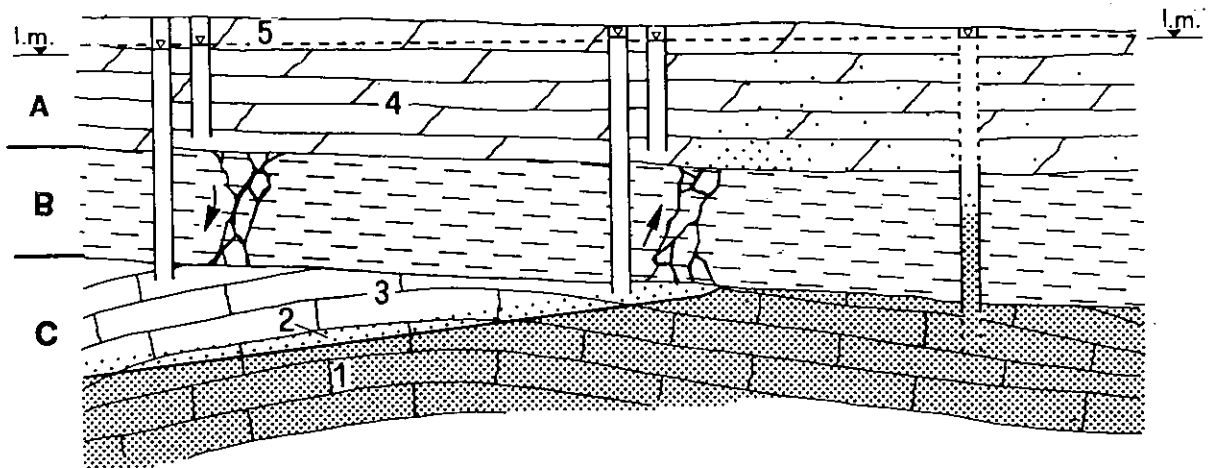


Fig. 135 — Sezione idrogeologica schematica relativa all'area compresa tra km 1,4 (pozzo C5) e km 3 (pozzo C1) dal mare; A: terreni calcarenitici sede della falda superficiale; B: livello calcarenitico-marnoso generalmente praticamente impermeabile; C: calcari e calcari dolomitici sede della falda profonda. Lo schizzo evidenzia i rapporti esistenti tra l'acqua di mare d'invasione continentale (1), l'acqua della falda profonda (3) e l'acqua della falda superficiale (4); 2: zona di diffusione; 5: superficie freatica. La scala delle altezze è 10 volte maggiore di quella delle lunghezze.

C) *Riconoscimento dei rapporti di carico tra la falda profonda e la falda superficiale mediante la rivelazione in situ delle correnti verticali nei sondaggi*

La possibilità di interscambi tra le acque delle due falde dipendono dalle condizioni di permeabilità del livello calcarenitico marnoso che le separa e sono regolate dalla prevalenza di carico di una falda rispetto all'altra.

In linea di massima, si è constatato che la superficie piezometrica relativa alla falda profonda si discosta di poco dalla superficie freatica della falda superficiale ed i carichi idraulici relativi alle due falde su vasta scala si equivalgono; localmente però possono prodursi delle differenze di carico tra l'una e l'altra falda, causate dalle frequenti variazioni di permeabilità dei rispettivi acquiferi, fortemente anisotropi.

Ad esempio, nella zona del pozzo C 1 si è riscontrato che il carico della falda superficiale è prevalente rispetto a quello della falda profonda; infatti nella colonna idrica del sondaggio è sempre presente una corrente verticale discendente (fig. 134). E' chiaro quindi che, se in tale area esistono delle vie di comunicazione attraverso le calcareniti marnose, la falda superficiale cede acqua alla falda profonda.

Nella zona del pozzo E 2 si è invece constatata una corrente verticale diretta dai calcari di base all'acquifero superficiale. Ove tale fenomeno interessa le acque della zona di diffusione della falda profonda, la falda superficiale risulta ovviamente inquinata (fig. 135).

E' altresì da notare che in alcuni casi si sono riscontrate inversioni del verso delle correnti verticali in concomitanza con oscillazioni del livello mare.

7.5.7. Considerazioni conclusive

Dall'analisi delle indagini svolte, si sono delineate le caratteristiche più salienti della complicata circolazione idrica sotterranea dell'area delle sorgenti Idume.

Sono stati evidenziati i rapporti strettissimi che intercorrono fra situazione geologica, conformazione della sorgente e suoi aspetti geochimici. Si tratta palesemente di una manifestazione sorgentizia costiera decisamente di genere diverso da quelle in precedenza illustrate (« estavelle » di S. Isidoro, Chidro, « citri » tarantini). La caratterizzazione della sorgente dà luogo peraltro ad una estesa variabilità nei contenuti salini delle acque affioranti, cui sono fondamentalmente legate le possibilità pratiche di selezione e d'impiego delle polle stesse.

Le acque sgorganti alle sorgenti Idume si prestano solo in piccola parte ad un impiego diretto, data la loro frequente elevata salinità. Essendo stata tuttavia accertata la costanza nel tempo del contenuto in sali e ciò malgrado le oscillazioni invero modeste dovute agli effetti di marea, di pressione, ecc., le acque sorgentizie studiate potrebbero per la gran parte essere proficuamente utilizzate per essere miscelate con acque più dolci, o per alimentare impianti di dissalazione caratterizzati da processi adatti ad acque semplicemente salmastre.

Per quanto concerne attingimenti dalla falda profonda, è evidente che la zona dell'Idume non è più idonea; le acque contenute nell'acquifero cretaceo possono venire captate più utilmente a maggiori distanze dal mare, dove lo spessore delle acque dolci è più rilevante e minore risulta il contenuto salino.

Per quanto riguarda la falda superficiale, le indagini hanno permesso di localizzare alcune aree ove sussistono condizioni favorevoli per attingimenti controllati. Si segnala in particolare l'area compresa tra i pozzi trivellati C 1 e C 3; in tale area, posta ad una quota I.G.M. media di m 6,30circa, la falda si rinviene a pelo libero a soli m 4,80 circa sotto il piano di campagna; la stratigrafia di questi due pozzi e quelle di due pozzetti adiacenti al pozzo C 1 indicano che lo spessore totale dei livelli produttivi della falda superficiale è di circa m 20; le prove di portata includono la area indicata tra quelle caratterizzate da elevate portate specifiche; l'andamento delle isofreatiche e isodiabasi mostrano che la zona è interessata da una importante linea di deflusso sotterraneo. I valori della clorinità (con concentrazioni massime di 0,4 g/l

di Cl) garantiscono una buona qualità chimica delle acque, che tale si mantiene nel tempo. Infine un ulteriore aspetto positivo è dato dalla costante prevalenza del carico della falda superficiale rispetto a quello della falda profonda. Si può pertanto escludere che nell'area considerata possano prodursi inquinamenti dal basso, se non verranno provocate forti depressioni della superficie freatica.

Bibliografia

- [1] ACERBONI E., MOSETTI F.: « Localizzazione dei deflussi di acqua dolce in mare; ricerche eseguite lungo la costa adriatica della Puglia ». *Quaderni de la « Ricerca Scientifica »*, Rapp. n. 2, (1969).
- [2] BURDON D.J., PAPAKIS N.: « Handbook of Karst Hydrogeology ». Athens, *Inst. for Geol.* (1963).
- [3] CONGEDO R.: « Salento scrigno d'acqua ». P. Lacaita Ed. Manduria, (1964).
- [4] COTECCHIA V.: « Sulle caratteristiche delle sorgenti e sulle modalità di rinvenimento della falda profonda della Penisola Salentina in rapporto alla struttura dei calcari cretacei della regione ». *Ann. Fac. Ing. Univ. Bari*, vol. II, (1955-56).
- [5] COTECCHIA V., GRASSI D.: « Geological, hydrogeological and rock mechanics studies on Nardò site proposed for a european 300 GeV proton synchrotron ». *Geol. Appl. e Idrogeol.*, vol. II, Bari, (1967).
- [6] KUSCHER I.: « Kraski izviri ob moraki obali-karst: Sources at the Sea Coast ». *Accad. Sc. Art. Slovenica, elas.* 3, Ser. A, 97-147, (1950).
- [7] MELIDORO G., ZEZZA F.: « Sui giacimenti fosfatici del Miocene della Penisola Salentina (Puglia) ». *Geol. Appl. e Idrogeol.*, vol. III, Bari, (1968).
- [8] PEARSON F.J., HANSHAW B.B.: « Sources of dissolved carbonate species in groundwater and their affects on carbon-14 dating ». *Isotope Hydrology 1970, IAEA, Vienna* (1970).
- [9] REINA C.: « Fondamenti idrogeologici e possibilità pratiche di ridurre la salinità dell'acqua delle sorgenti carsiche salmastre del Chidro in Puglia ». *Boll. di Geof. Teor. ed Appl.*, 4, n. 16, 371-417, (1962).
- [10] SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA: « F. 203 (Brindisi) e F. 213 (Marruggia) ». *Carta Geologica d'Italia*, (1969).
- [11] STEFANON A., COTECCHIA F.: « Prime notizie sulle caratteristiche di deflusso e sulle modalità di investigazione delle sorgenti subacquee ai fini di una loro captazione ». *Quaderni de « La Ricerca Scientifica »*, 58, 165-195, (1969).
- [12] ZORZI L., REINA C.: « Le acque sotterranee in terra d'Otranto ». *Documento n. 1 della Cassa per il Mezzogiorno, Roma*, (1955).

8. Ricerche sul comportamento della falda profonda a mezzo di misure di temperatura e determinazioni dei contenuti in isotopi ambientali

Sempre al fine di acquisire più approfondite conoscenze dei fenomeni che regolano l'alimentazione ed i deflussi delle acque sotterranee della Penisola Salentina, sono state espletate misure di temperatura in pozzi a scavo e trivellati sia nel tratto compreso tra il piano campagna e la superficie freatica (o piezometrica) sia nella colonna idrica presente. Il comportamento termico dei pozzi permette infatti di trarre utili informazioni sulle aree di prevalente alimentazione e sui tassi di rinnovamento della falda in esame.

Ulteriori informazioni sulla circolazione idrica sotterranea vengono inoltre desunte dall'esame dei contenuti in isotopi ambientali delle acque di falda; particolare rilievo viene altresì dato ai rapporti intercorrenti tra acqua di falda ed acqua di mare nonché al ricambio dell'acqua marina nelle zone costiere.

Gli isotopi ambientali si rivelano pertanto fondamentali nelle indagini riguardanti l'origine ed i tempi di residenza negli acquiferi delle acque sotterranee.

8.1. Temperatura delle acque sotterranee nella Penisola Salentina

8.1.1. Considerazioni introduttive

E' noto che la temperatura delle acque sotterranee, così come la composizione chimica ed i contenuti naturali di Tritio, Carbonio-14, Radon, Ossigeno-18 e Deuterio, costituisce un valido « tracciante ambientale » applicabile allo studio del problema della provenienza e della circolazione idrica sotterranea; in altre parole, in favorevoli situazioni idrogeologiche, la temperatura delle acque consente di valutare il luogo e la quantità dei ravvenamenti e delle distribuzioni spaziali delle acque nelle falde, distribuzioni che si verificano a causa del movimento dai punti di infiltrazione ai punti di efflusso.

Sulla base di quanto precede, è stato effettuato uno studio sulla temperatura delle acque sotterranee della Penisola Salentina con lo scopo di ricavare utili informazioni sulla alimentazione e sulla circolazione idrica sotterranea.

Per i fini in argomento vengono inoltre indicati alcuni elementi di particolare importanza concernenti la piovosità e la temperatura delle acque di pioggia e di falda, effluenti queste ultime attraverso le sorgenti costiere.

Per quanto riguarda le precipitazioni sull'area comprendente i pozzi presi in esame per misure di temperatura, dai dati del trentennio 1926-1955 di numero 12 stazioni termopluviografiche del Servizio Idrografico (Grottaglie, Taranto, Brindisi, Latiano, S. Pietro Vernotico, Manduria, Lizzano, Lecce, Porto Columena, Nardò, Otranto e Maglie) risulta una piovosità media annua di mm 620, ripartita per il 26,6% (mm 165) durante il semestre primaverile-estivo (da aprile a settembre) e per il 73,4% (mm 455) durante il semestre autunno-invernale (da ottobre a marzo). Tenendo inoltre presente che durante il semestre primaverile-estivo il fenomeno dell'evapotraspirazione è molto più intenso, si può quindi ritenere che l'alimentazione della falda si produca pressoché esclusivamente durante il semestre autunno-invernale.

Durante il semestre autunno-invernale la temperatura media dell'aria nelle dette stazioni termopluviografiche risulta di 11,9°C, contro i 21,6°C del semestre primaverile-estivo (temperatura media annua dell'aria 16,8°C). Poiché le acque di pioggia presentano a livello del suolo una temperatura di 2-3°C inferiore alla temperatura dell'aria [15], si può ritenere che nella Penisola Salentina le acque di pioggia infiltrantisi nel terreno nel semestre autunno-invernale presentino una temperatura in media compresa tra 9 e 10°C.

La temperatura delle acque defluenti a mare, misurata alle principali scaturigini, oscilla tra 17,5 e 18,5°C. Le variazioni stagionali della temperatura sono inferiori a 0,3°C. Il fatto sta a dimostrare che sia la zona di eterotermia stagionale che le acque di infiltrazione hanno una ben scarsa influenza sulle acque di sorgente; in effetti le sorgenti della Penisola Salentina non sono mai alimentate direttamente dalle acque di infiltrazione, ma drenano le acque di falda, come dimostra la loro portata relativamente costante, malgrado il regime pluviale irregolare.

8.1.2. Validità e significato delle misure di temperatura

Le misure di temperatura sono state eseguite tanto in aria che in acqua, lungo la colonna di pozzi di varia profondità (da un minimo di circa m 15 ad un massimo di m 500), sia trivellati (diametro cm 10 ÷ 30) che a scavo (diametro circa cm 200). Tutti i pozzi, se si esclude il pozzo trivellato 51 II S (fig. 2), si attestano nelle masse calcaree e dolomitiche cretache in cui ha sede la falda profonda.

I pozzi a scavo, rivestiti in muratura nei tratti attraversanti i depositi pleistocenici scarsamente coerenti disposti sui terreni cretacei, hanno tutti rinvenuto le acque di falda a pelo libero e si attestano nelle stesse per circa un metro.

I pozzi trivellati, rivestiti parzialmente o totalmente con tubazione metallica sfinestrata o meno, hanno a volte rinvenuto le acque di falda a pelo libero nei terreni calcarei e dolomitici del Cretaceo ed a volte in pressione negli stessi terreni o mantenute tali dai sovrastanti depositi mio-plio-quadernari praticamente impermeabili; a seconda dei casi, la risalita delle acque in pressione si è prodotta in corrispondenza dei terreni cretacei e/o dei sovrastanti depositi mio-plio-quadernari.

A) Temperatura dell'aria nei pozzi

a) Pozzi trivellati

La temperatura dell'aria, tra il piano campagna e la superficie freatica o piezometrica, è stata misurata in 21 pozzi trivellati (fig. 2).

I risultati sono diagrammati nelle figure 136 e 137 e riportati in tabella 16, ove l'ul-

timo valore di ogni pozzo rappresenta la temperatura dell'acqua alla superficie della falda ⁽¹²⁾.

In particolare, nei tre pozzi SI 1, CS e SR le misure sono state eseguite in varie stagioni. Tra tali pozzi, il pozzo CS, nel quale le temperature sono state osservate in gennaio, maggio e luglio 1969, è il più rappresentativo (fig. 137). D'inverno la temperatura dell'aria nel pozzo aumenta rapidamente con la profondità; pertanto, i moti convettivi, che sono da aspettarsi nell'aria, o sono assenti oppure sono limitati a celle di piccole dimensioni verticali. Le temperature osservate sono quindi abbastanza rappresentative di quelle del terreno allo stesso livello, come se l'oscillazione termica annua superficiale si propagasse in profondità per sola conduzione e le ampiezze si estinguessero secondo la legge:

$$A = A_0 e^{-cz}$$

dove A è l'ampiezza dell'onda alla profondità z ;

A_0 è l'ampiezza in superficie;

$c = (\pi/kt)^{1/2}$ è il coefficiente di estinzione;

k è la diffusività termica del suolo;

t è il tempo.

La variazione stagionale alla profondità di m 30 è ridotta notevolmente; essa a m 50 è confrontabile con l'intervallo entro il quale gioca la precisione delle misure.

In definitiva, nei pozzi trivellati la temperatura misurata in prossimità della superficie della falda è significativa perché è effettivamente quella che compete a quella profondità; se quest'ultima supera i 30-40 metri, la temperatura è indipendente dalle oscillazioni di origine esterna.

b) Pozzi a scavo

La temperatura dell'aria, tra il piano campagna e la superficie freatica della falda profonda, è stata misurata anche in 32 pozzi a scavo (fig. 138). In 29 pozzi le misure sono state eseguite in varie stagioni. I risultati, diagrammati nella figura 139, sono riportati in tabella 17, anche in questo caso l'ultimo valore di ogni pozzo rappresenta la temperatura dell'acqua alla superficie della falda.

Il comportamento termico di questi pozzi non è uniforme, ma può essere ricondotto a due tipi fondamentali rappresentati dai pozzi A 128 e 44 (fig. 139); in questi le misure sono state effettuate nei mesi di gennaio, luglio e settembre 1969. Il pozzo 319 (fig. 139) rappresenta un esempio di comportamento intermedio tra i due tipi fondamentali, osservato in diversi altri pozzi.

Il comportamento del pozzo A 128 e simili, caratterizzato in inverno da un rapido aumento della temperatura con la profondità, può essere ricondotto a quello del pozzo trivellato CS; in tale situazione le temperature osservate sono quindi abbastanza rappresentative di quelle del terreno allo stesso livello.

Nel pozzo 44 e simili, invece, l'aumento di temperatura invernale con la profondità è molto lieve; in pratica, durante l'inverno le temperature nel pozzo sono quasi livellate. La spiegazione può essere duplice:

— In primo luogo si può pensare, in inverno, ad un rimescolamento dell'aria nei pozzi a scavo presentanti un diametro medio di circa m 2. Infatti, com'è noto, la possibilità d'insorgenza dei moti convettivi cresce fortemente col diametro del pozzo [9], mentre la dimensione verticale delle celle di convezione è alcune volte pari al raggio del pozzo [6]. In questo caso le temperature osservate nell'aria non sono

⁽¹²⁾ Il fatto che i pozzi siano tutti rivestiti, parzialmente o completamente, con tubazione metallica non introduce errori nelle misure di temperatura, a meno che esse non vengano eseguite troppo vicine agli estremi della tubazione [1, 11].

TAB. 16 — Temperatura dell'aria nei pozzi trivellati. Il primo numero sotto la sigla del pozzo indica la quota del boccapozzo, il secondo (in corsivo) quella della superficie della falda; l'ultimo valore di temperatura (in neretto) di ogni pozzo corrisponde alla temperatura dell'acqua in prossimità della superficie della falda.

Pozzo Z (m)	Data	Profondità dal p.c. (m)	Temp. (°C)
3 BO 72.93 3.39	27.3.69	5.0	14.7
		10.0	16.7
		20.0	16.8
		30.0	16.7
		40.0	16.7
		50.0	16.6
		60.0	16.6
68.7	16.5		
70.3	16.5		
5 AB 25.36 1.66	26.3.69	5.0	16.0
		10.0	17.6
		20.0	17.5
		22.8	17.5
24.5	17.5		
15 AB 9.81 2.69	26.3.69	6.2	16.7
		8.0	18.0
1 VS 26.08 5.97	28.3.69	5.0	14.6
		10.0	17.4
		15.0	17.6
		19.5	17.4
21.0	17.9		
8 VS 48.84 5.94	28.3.69	5.0	15.3
		10.0	16.4
		20.0	16.4
		30.0	16.6
		40.0	16.7
		42.0	16.7
43.6	16.6		
27 VS 41.48 15.85	28.3.69	5.0	16.0
		10.0	16.8
		20.0	16.9
		24.9	16.9
		26.5	16.9
9 IIIS 40.11 1.55	24.3.69	5.0	13.8
		10.0	13.7
		20.0	13.8
		30.0	13.9
		37.3	14.1
		39.0	14.1
		39.0	14.0

Pozzo Z (m)	Data	Profondità dal p.c. (m)	Temp. (°C)
12 IIIS 42.45 2.50	24.3.69	5.0	16.7
		10.0	17.3
		20.0	17.4
		30.0	17.4
		38.9	17.4
		40.5	17.3
4 IIS 23.18 1.85	26.3.69	5.0	15.7
		10.0	17.1
		20.3	17.3
22.0	17.5		
14 IIS 19.11 2.58	26.3.69	5.0	15.7
		10.0	17.1
		15.5	17.0
17.0	17.1		
51 IIS 13.06 4.91	25.3.69	5.0	14.3
		7.0	16.7
		8.5	17.0
52 IIS 54.76 2.52	27.3.69	5.0	14.7
		10.0	16.3
		20.0	16.3
		30.0	16.4
		40.0	16.4
		51.3	16.3
53.0	16.3		
53 IIS 49.70 2.78	27.3.69	5.0	14.0
		10.0	16.7
		20.0	16.8
		30.0	17.1
		40.0	17.3
		46.0	17.2
		47.6	17.4
56 IIS 73.47 2.37	25.3.69	5.0	15.1
		10.0	16.4
		20.0	16.4
		30.0	16.3
		40.0	16.3
		50.0	16.0
		60.0	16.4
64.0	16.4		
73.3	16.5		

Pozzo Z (m)	Data	Profondità dal p.c. (m)	Temp. (°C)
SI 1 16.95 0.29	16.1.69	5.0	17.3
		10.0	18.0
		15.6	16.3
		16.9	16.9
	14.5.69	5.0	17.5
		10.0	17.3
		15.6	17.1
	16.9	16.9	
	18.7.69	5.0	17.7
		10.0	17.5
		15.8	17.5
	17.3	17.2	
26.9.69	5.0	18.8	
	10.0	17.6	
	15.9	17.3	
17.4	17.1		
SI 3 5.49 0.14	16.1.69	4.4	16.6
		6.0	17.1
CS 52.73 2.23	17.1.69	5.0	12.0
		10.0	14.8
		20.0	15.7
		30.0	16.5
		40.0	16.7
		49.3	16.7
		50.8	16.7
	13.5.69	5.0	15.9
		10.0	16.5
		20.0	16.5
		30.0	16.7
40.0	16.7		
49.3	16.8		
50.8	16.8		
16.7.69	5.0	16.5	
	10.0	16.4	
	20.0	16.6	
	30.0	16.6	
	40.0	16.5	
	49.6	16.6	
51.1	16.8		

Pozzo Z (m)	Data	Profondità dal p.c. (m)	Temp. (°C)
SR 29.15 1.74	14.1.69	5.0	16.1
		10.0	17.7
		20.0	17.3
		27.2	17.3
		29.0	17.3
	13.5.69	5.0	15.8
		10.0	16.7
		20.0	17.0
		27.2	17.3
		29.0	17.3
15.7.69	5.0	17.0	
	10.0	16.9	
	20.0	17.2	
	26.4	17.2	
	27.9	17.2	
3 K 20.57 3.87	27.3.69	5.0	15.6
		10.0	17.7
		16.0	17.0
17.6	17.5		
1 MCT 15.74 5.52	28.3.69	5.0	15.6
		9.6	17.4
		11.2	17.7
2 BS 87.47 3.40	25.3.69	5.0	12.7
		10.0	13.4
		20.0	14.0
		30.0	14.5
		40.0	14.5
		50.0	14.7
		60.0	15.0
		70.0	15.0
		80.0	14.6
		83.2	15.4
		85.0	16.4

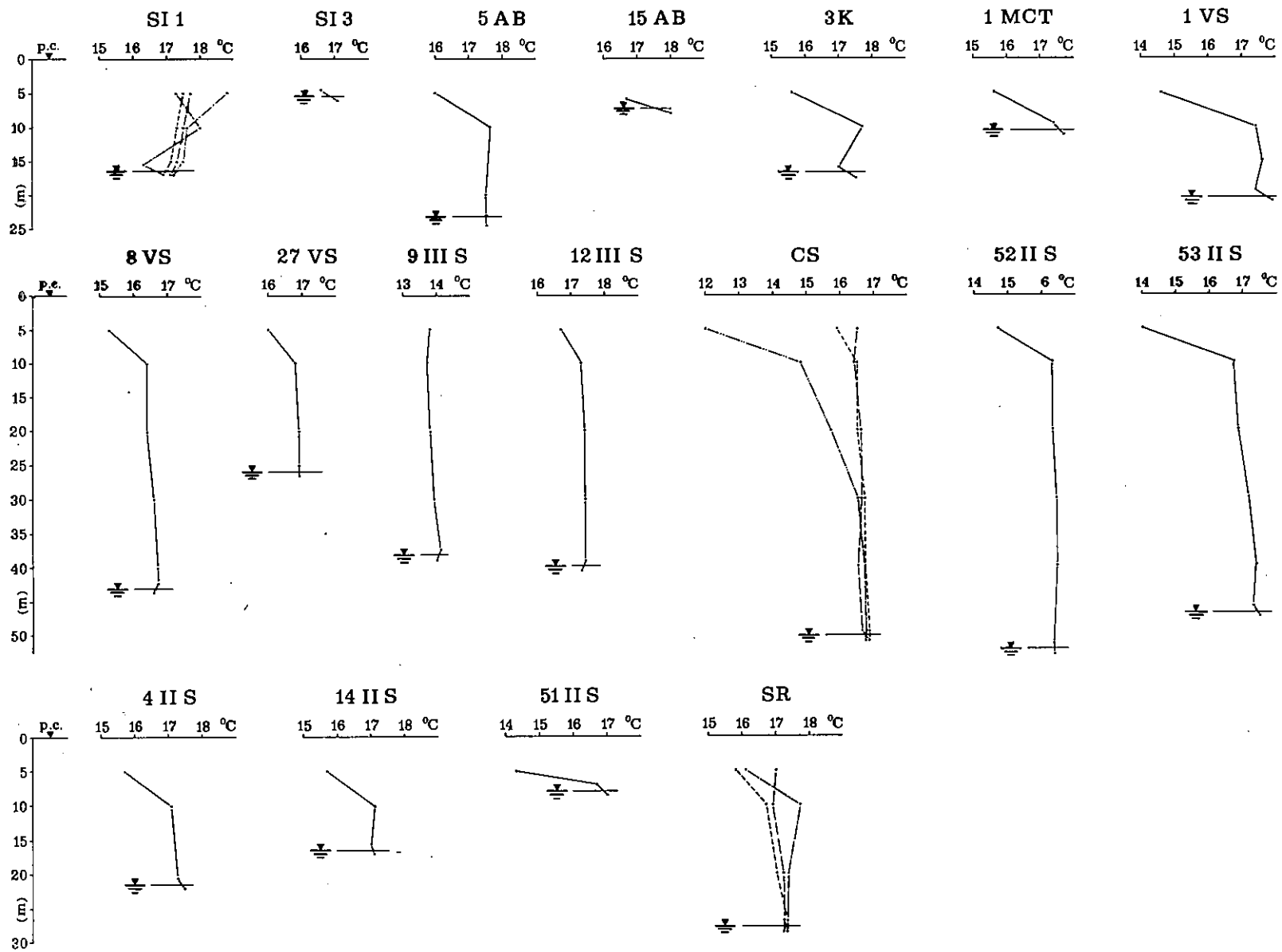


Fig. 136 — Andamento della temperatura dell'aria nei pozzi trivellati.

rappresentative del terreno allo stesso livello, in quanto dipendono soprattutto da un fenomeno interno al pozzo. Sulla base dell'interpretazione che precede, il vario comportamento termico nei pozzi a scavo va attribuito, oltre che alla diversa possibilità di insorgenza del regime convettivo, anche alla differente possibilità che tale regime si instauri in modo stabile; questo può essere impedito da una qualsiasi ostruzione (solette di copertura, installazione di pompe, ecc.);

- In secondo luogo il livellamento invernale della temperatura dell'aria nei pozzi a scavo può essere imputato a una cospicua infiltrazione di acqua di pioggia, presentante, come si è detto, una temperatura media (9-10°C) nettamente inferiore a quella dell'aria dello stesso periodo (circa 12 °C). In effetti è certo che, in particolari situazioni idrogeologiche, lo scavo opera un'azione di drenaggio delle acque di infiltrazione circolanti nel terreno circostante al pozzo, che viene così ad assumere una temperatura nettamente influenzata da quella più bassa delle acque di infiltrazione.

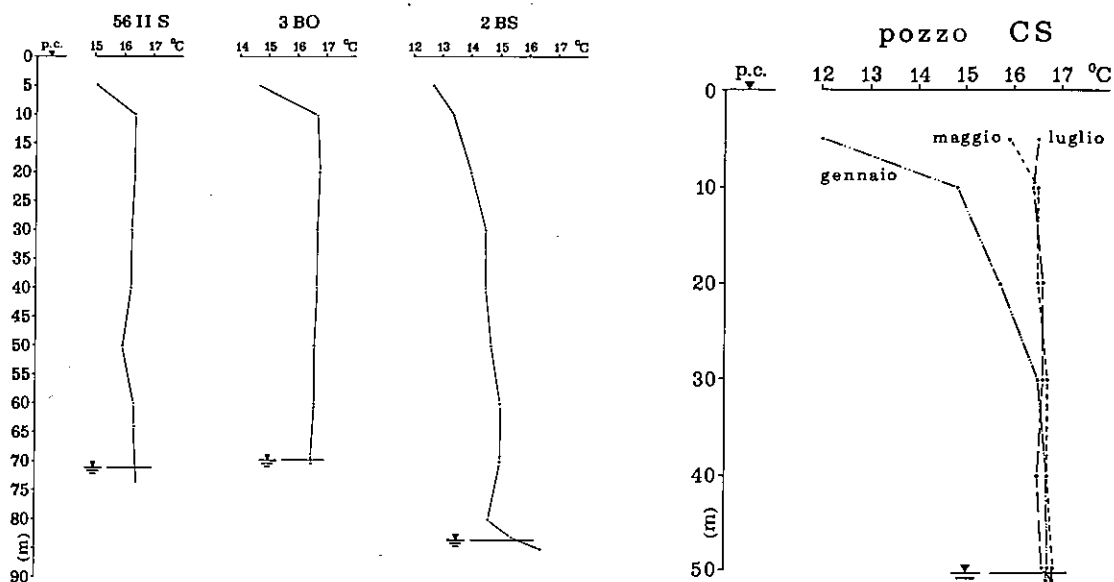
Altro fenomeno piuttosto frequente che si deduce dalla tabella 17 è l'aumento di temperatura durante l'inverno al passaggio dall'aria all'acqua. L'aumento si verifica quando l'onda termica annua non è ancora estinta alla profondità della superficie freatica e, naturalmente, è più evidente nei pozzi soggetti a convezioni e/o operanti da drenaggio delle acque di infiltrazione (pozzi 44 e 319 di fig. 139).

B) Temperatura dell'acqua di falda

Di seguito si prendono in considerazione i dati di temperatura dell'acqua di falda sia in prossimità della superficie freatica (o piezometrica) che lungo la colonna di acqua dei pozzi perforati.

a) Temperatura alla superficie della falda

Le considerazioni fin qui esposte sono di grande aiuto per la comprensione del significato fisico delle oscillazioni termiche dell'acqua in prossimità della superficie freatica (o piezometrica) della falda, osservate mediante una serie di misure effettuate in 75 pozzi, di cui 40 trivellati (fig. 2) e 35 a scavo (fig. 138). In 10 pozzi trivellati (tab. 18, fig. 140) ed in tutti i pozzi di scavo (tab. 19, fig. 141) le misure sono state rivelate



Segue fig. 136.

Fig. 137 — Andamento stagionale tipo della temperatura dell'aria nei pozzi trivellati.

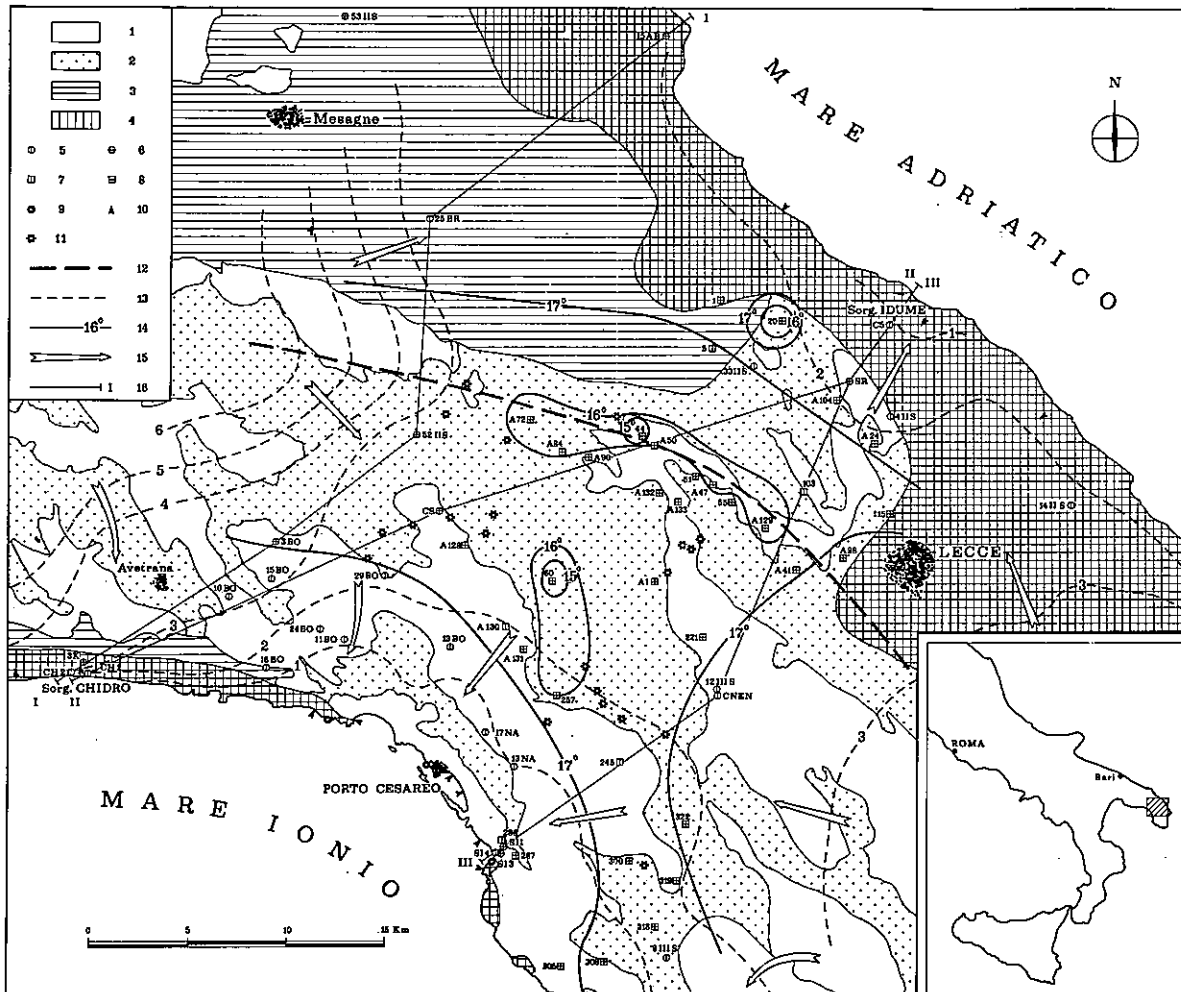


Fig. 138 — Carta idrogeologica dell'area centrale della Penisola Salentina. 1: calcari e dolomie cretacei, permeabili per fessurazione e carsismo, sede della falda profonda; 2: terreni mio-plio-quadernari scarsamente permeabili per porosità (calcarenti) o praticamente impermeabili (limi ed argille), ma permeabili agli effetti dell'alimentazione della falda profonda, in quanto le acque di ruscellamento vengono convogliate in falda attraverso inghiottitoi o affioramenti di calcari e dolomie cretacei limitrofi; 3: terreni mio-plio-quadernari scarsamente permeabili per porosità o praticamente impermeabili, ma impermeabili agli effetti dell'alimentazione della falda, in quanto se permeabili sono sede di modeste falde e se impermeabili raccolgono e convogliano a mare attraverso « canali » naturali le acque di ruscellamento; 4: terreni mio-plio-quadernari scarsamente permeabili o praticamente impermeabili, ma impermeabili agli effetti dell'alimentazione della falda, ricoprenti calcari e dolomie cretacei soggiacenti al livello mare e quindi ostacolanti il libero deflusso a mare delle acque di falda; 5: pozzi trivellati in cui sono state eseguite misure di temperatura in acqua; 6: pozzi trivellati in cui sono state eseguite misure di temperatura in aria; 7: pozzi a scavo in cui sono state eseguite misure di temperatura in acqua; 8: pozzi a scavo in cui sono state eseguite misure di temperatura in aria; 9: estavelle marine o gruppi di estavelle marine; 10: sorgenti o gruppi di sorgenti; 11: inghiottitoi convoglianti in falda le acque di ruscellamento superficiale; 12: traccia dello spartiacque sotterraneo della falda profonda; 13: andamento delle isofreatiche (in metri sul livello mare); 14: andamento delle isoterme (in °C) delle acque alla superficie della falda; 15: direzioni prevalenti dei deflussi sotterranei; 16: tracce delle sezioni di figura 146.

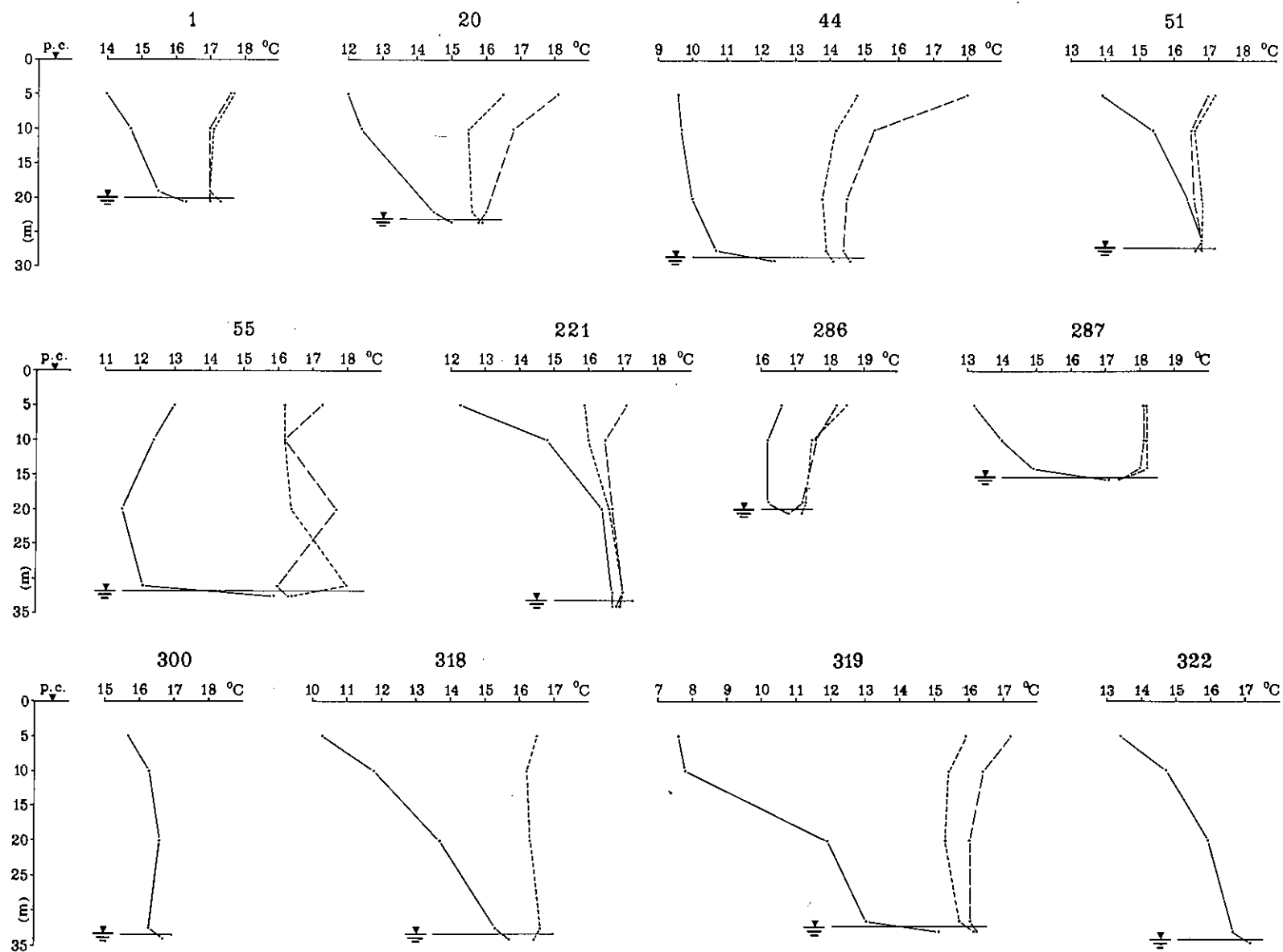
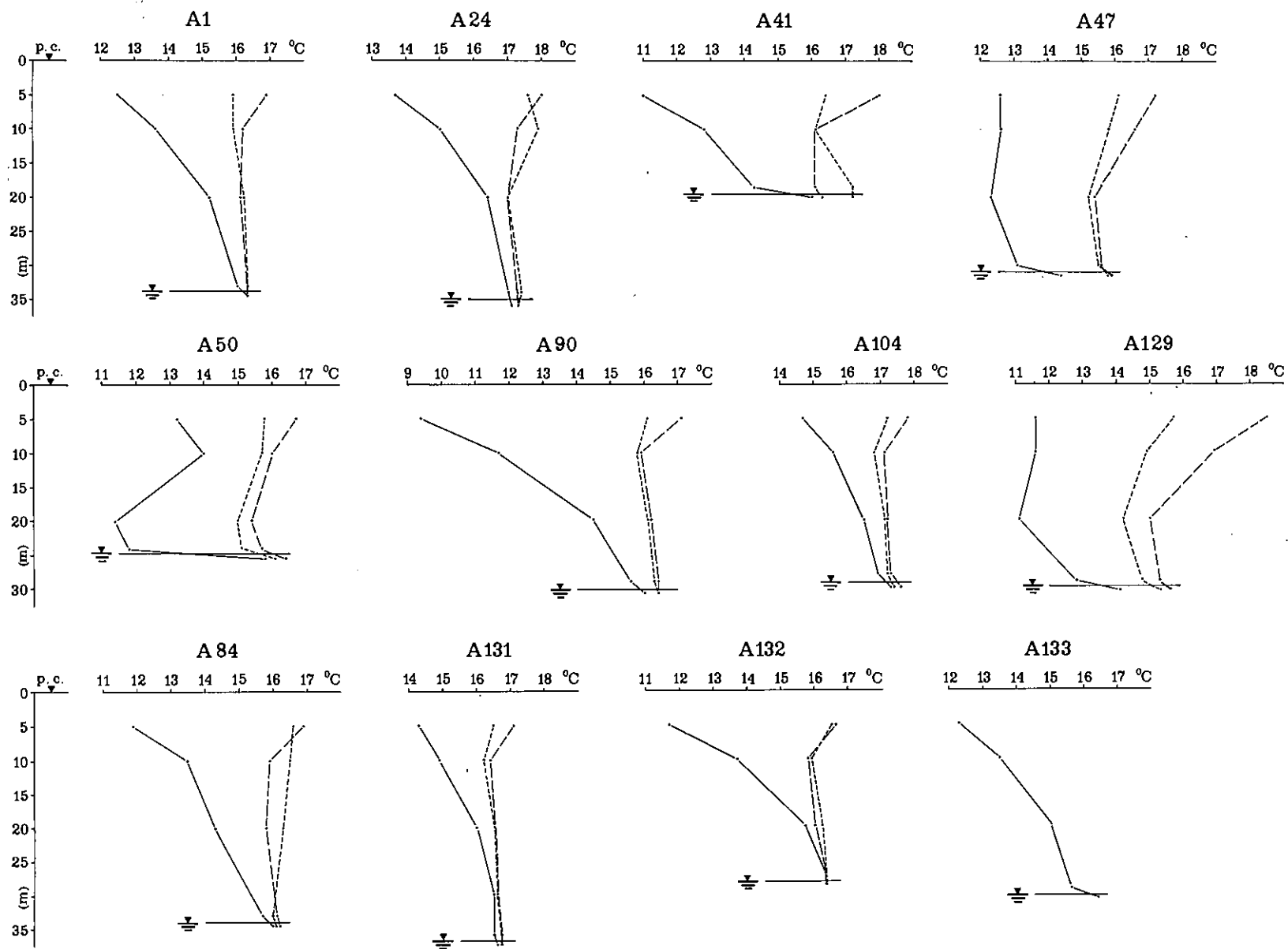
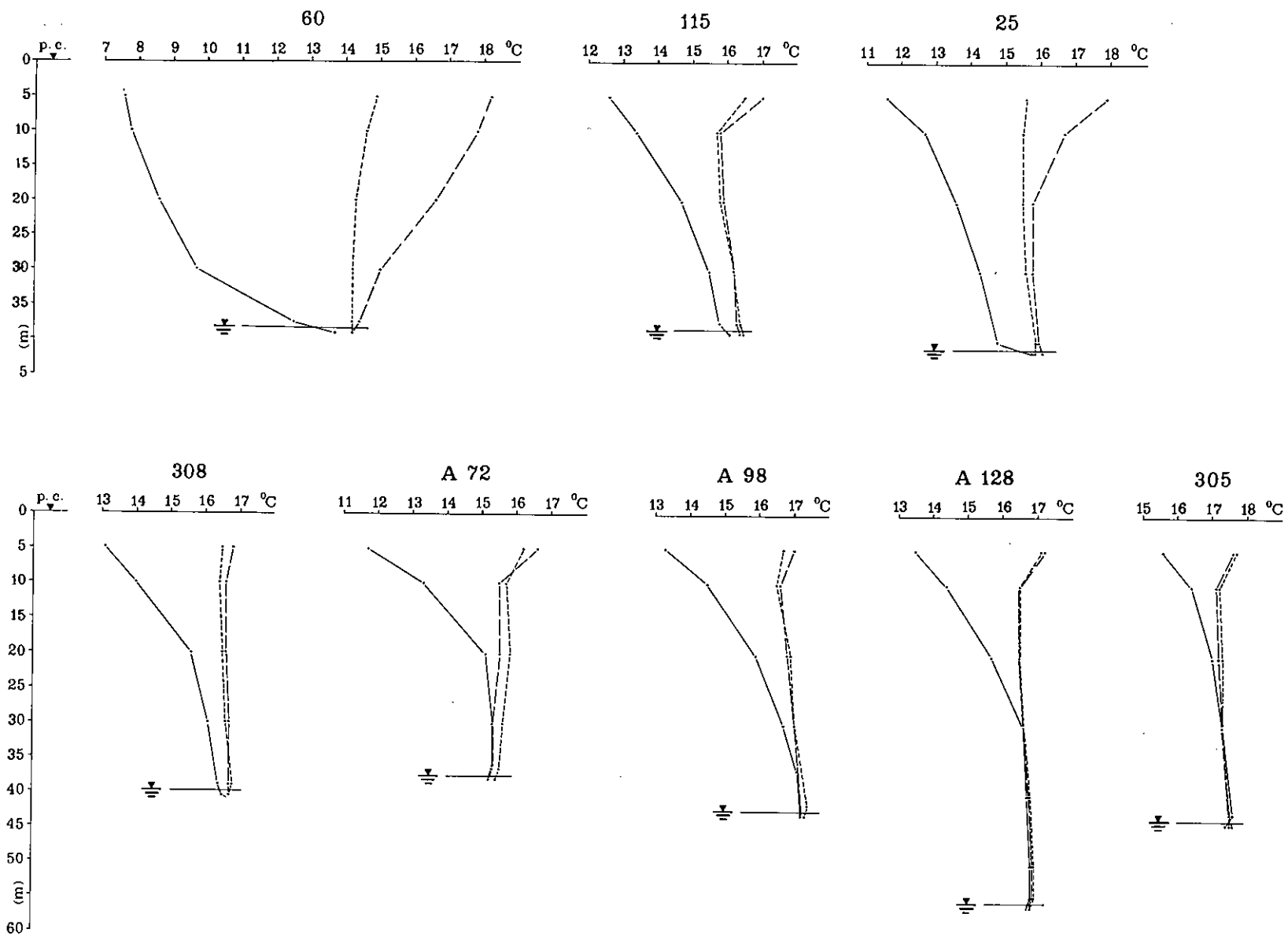


Fig. 139 — Andamento della temperatura dell'aria nei pozzi a scavo. In linea continua il rilievo di gennaio, in punteggiato quello del luglio e a tratteggio quello del novembre.

Segue fig. 139



Segue fig. 139



TAB. 17 — Temperatura dell'aria nei pozzi a scavo. Il primo numero sotto la sigla del pozzo indica la quota del boccapozzo, il secondo (in corsivo) la quota della superficie della falda, il terzo la profondità del pozzo; l'ultimo valore di temperatura (in neretto) di ogni pozzo corrisponde alla temperatura dell'acqua in prossimità della superficie della falda.

Pozzo Z (m)	Data	Profondità dal p.c. (m)	Temp. (°C)	Pozzo Z (m)	Data	Profondità dal p.c. (m)	Temp. (°C)	Pozzo Z (m)	Data	Profondità dal p.c. (m)	Temp. (°C)	Pozzo Z (m)	Data	Profondità dal p.c. (m)	Temp. (°C)			
1 22.00 2.00 21.10	15.1.69	5.0	14.0	44	24.9.69	5.0	18.0	60	22.1.69	5.0	7.6	221	17.7.69	5.0	15.9			
		10.0	14.7			10.0	15.3			10.0	7.8			10.0	16.0			
		18.8	15.5			20.0	14.5			20.0	8.6			20.0	16.6			
	15.7.69	5.0	17.7		31.00	2.50	27.5		14.4	39.30	4.20		37.3	12.5	—	25.9.69	5.0	17.1
		10.0	17.1				27.5		14.4				37.3	12.5			31.7	17.0
		19.0	17.0				29.35		14.6				38.8	13.7			33.2	16.9
	23.9.69	5.0	17.6		51	21.1.69	5.0		13.9	16.7.69	24.9.69		5.0	15.9	42.50	23.1.69	5.0	11.6
		10.0	17.0				10.0		15.4				10.0	14.6			10.0	12.7
		19.0	17.0				20.0		16.4				20.0	14.3			20.0	13.6
20	14.1.69	5.0	12.0	32.00	3.00	25.9	16.8	115	15.1.69	5.0	12.6	42.50	17.7.69	5.0	15.6			
		10.0	12.4			27.70	16.6			10.0	17.2			10.0	15.5			
		21.8	14.5			16.7.69	5.0			17.2	10.0			17.8	20.0	14.3		
25.50 2.50 23.30	15.7.69	5.0	16.5	24.9.69	27.70	26.6	16.8	45.00	6.50	20.0	16.6	1.00	25.9.69	5.0	17.9			
		10.0	15.5			28.1	16.8			20.0	16.6			20.0	15.6			
		22.0	15.6			16.7.69	10.0			16.6	20.0			16.6	30.0	15.9		
44	16.1.69	5.0	9.6	55	21.1.69	5.0	13.0	39.50	15.7.69	5.0	16.5	286	16.1.69	5.0	16.6			
		10.0	9.7			10.0	12.4			10.0	15.7			10.0	16.7			
		20.0	10.0			20.0	11.5			20.0	15.8			20.0	15.8			
31.00 2.50 29.35	16.7.69	5.0	14.8	35.00	3.00	30.8	12.1	115	23.9.69	5.0	17.0	20.00	18.7.69	5.0	18.5			
		10.0	14.2			32.3	15.9			10.0	15.8			10.0	17.5			
		20.0	13.8			16.7.69	5.0			16.2	10.0			15.9	20.0	16.2		
20	15.7.69	5.0	16.5	34.00	16.7.69	5.0	16.2	221	22.1.69	5.0	12.3	—	26.9.69	5.0	18.2			
		10.0	15.5			10.0	16.2			10.0	14.8			10.0	17.6			
		22.0	15.6			20.0	16.4			20.0	16.4			20.0	17.2			
23.9.69	5.0	18.1	34.00	16.7.69	5.0	16.2	221	22.1.69	10.0	14.8	—	26.9.69	10.0	17.6				
	10.0	16.8			10.0	16.2			20.0	16.4			10.0	17.2				
	22.0	16.0			20.0	16.4			30.0	16.2			19.0	17.3				
23.9.69	5.0	15.9	34.00	16.7.69	5.0	16.4	221	22.1.69	30.0	16.3	—	26.9.69	19.0	17.2				
	10.0	15.8			5.0	17.3			37.5	16.3			20.5	16.8				
	23.5	15.8			10.0	16.2			39.0	16.4			20.5	16.8				

Pozzo Z (m)	Data	Profondità dal p.c. (m)	Temp. (°C)	Pozzo Z (m)	Data	Profondità dal p.c. (m)	Temp. (°C)
287 16.00 0.80 15.50	24.1.69	5.0	13.2	308	17.7.69	5.0	16.5
		10.0	14.0			10.0	16.4
		14.2	14.9			20.0	16.5
	15.7	17.1	30.0			16.6	
	17.7.69	5.0	18.2			39.1	16.8
		10.0	18.2			40.6	16.7
14.2		18.2	25.9.69	5.0	16.8		
15.7	17.4	10.0		16.6			
5.0	18.1	20.0		16.6			
25.9.69	10.0	18.1	30.0	16.6			
	14.0	18.0	38.8	16.7			
	15.5	17.4	40.3	16.7			
300 33.80 0.30 38.00	23.1.69	5.0	15.7	318	23.1.69	5.0	10.3
		10.0	16.3	10.0	11.8		
		20.0	16.6	20.0	13.7		
		32.3	16.3	32.2	15.3		
305 45.70 2.10 45.60	23.1.69	32.3	16.3	36.50	17.7.69	5.0	16.5
		33.8	16.7	3.10		10.0	16.2
		5.0	15.6	34.00		20.0	16.3
		10.0	16.4	5.0		10.0	16.2
		20.0	17.0	10.0		20.0	16.3
	30.0	17.3	32.5	32.5	16.6		
	42.3	17.6	34.0	34.0	16.4		
	43.8	17.4	319	22.1.69	5.0	7.6	
	17.7.69	5.0		17.7	10.0	7.8	
		10.0		17.2	20.0	11.9	
20.0		17.3		31.2	13.0		
30.0		17.3		32.7	15.1		
42.6	17.5	17.7.69	5.0	15.9			
44.1	17.6		10.0	15.4			
20.0	15.3		20.0	15.7			
25.9.69	5.0	17.6	31.4	15.7			
	10.0	17.1	32.9	16.1			
	20.0	17.2	25.9.69	5.0	17.2		
	30.0	17.3		10.0	16.4		
	42.9	17.5		20.0	16.0		
44.4	17.5	31.5	16.0				
33.0	16.2	33.0	16.2				
308 41.00 1.00 45.60	23.1.69	5.0	13.1	322	22.1.69	5.0	13.4
		10.0	14.0	10.0	14.7		
		20.0	15.6	20.0	15.9		
		30.0	16.1	30.0	16.6		
		38.9	16.4	33.2	16.6		
40.4	16.5	34.7	17.1				

Pozzo Z (m)	Data	Profondità dal p.c. (m)	Temp. (°C)	Pozzo Z (m)	Data	Profondità dal p.c. (m)	Temp. (°C)	
A 1 37.00 3.00 -----	22.1.69	5.0	12.5	A 41	23.9.69	5.0	18.0	
		10.0	13.6			10.0	16.1	
		20.0	15.2			1.30	18.8	
	32.7	16.0	23.50			20.3		
	34.2	16.3	A 47			21.1.69	5.0	12.6
	17.7.69	5.0				15.9	10.0	12.6
10.0		15.9		20.0	12.3			
20.0		16.2	3.00	29.9				
33.1	16.3	31.80	31.4	14.4				
34.6	16.3	16.7.69	5.0	16.1				
25.9.69	5.0		16.9	10.0	15.8			
	10.0		16.2	20.0	15.2			
	20.0	16.1	30.2	15.5				
33.1	16.3	34.6	16.3	15.9				
A 24 39.00 4.00 36.40	15.1.69	5.0	13.7	24.9.69	5.0	17.2		
		10.0	15.0			10.0	16.6	
		20.0	16.4			20.0	15.4	
	33.7	17.0	29.5	15.6				
	35.5	17.1	31.0	15.8				
	15.7.69	5.0	17.6	A 50	21.1.69	5.0	13.2	
10.0		17.9	10.0			14.0		
20.0		17.0	20.0			11.4		
34.3		17.4	26.1			11.8		
35.8		17.3	27.6			15.8		
23.9.69	5.0	18.0	16.7.69	5.0	15.8			
	10.0	17.3			10.0	15.7		
	20.0	17.0			20.0	15.0		
	34.5	17.3			26.4	15.1		
36.0	17.3	36.0	17.3	16.1				
A 41 21.00 1.30 23.50	21.1.69	5.0	11.0	24.9.69	5.0	16.7		
		10.0	12.8			10.0	16.0	
	18.5	14.3	20.0	15.4				
	20.0	16.0	26.4	15.7				
15.7.69	5.0	16.4	A 72	21.1.69	5.0	11.7		
	10.0	16.1			10.0	13.3		
	18.7	17.2			20.0	15.1		
	20.2	17.2			30.0	15.3		
37.90	15.2	36.4	15.3					
38.0	15.2	38.0	15.2					

Segue tab. 17

Pozzo Z (m)	Data	Profondità dal p.c. (m)	Temp. (°C)	Pozzo Z (m)	Data	Profondità dal p.c. (m)	Temp. (°C)
A 72 41.80 4.10 37.90	16.7.69	5.0	16.2	A 98 43.50 0.90 43.50	15.1.69	5.0	13.3
		10.0	15.7			10.0	14.5
		20.0	15.8			20.0	15.9
		30.0	15.6			30.0	16.7
		36.7	15.5			36.4	17.1
		38.2	15.4			43.0	17.2
	24.9.69	5.0	16.6	15.7.69		5.0	16.7
		10.0	15.5			10.0	16.5
		20.0	15.5			20.0	16.9
		30.0	15.3			30.0	17.0
		36.7	15.3			41.7	17.4
		38.2	15.2			43.2	17.3
A 84 37.00 2.80 35.00	21.1.69	5.0	11.9	23.9.69		5.0	17.0
		10.0	13.5			10.0	16.6
		20.0	14.3			20.0	16.8
		32.9	15.7			30.0	17.0
		34.5	16.0			41.6	17.2
			16.0			43.0	17.2
	16.7.69	5.0	16.6	A 104 31.20 0.90 37.00	14.1.69	5.0	14.7
		10.0	16.5			10.0	15.6
		20.0	16.3			20.0	16.5
		33.2	16.0			28.2	16.9
		34.7	16.1			30.0	17.3
			16.1				
	24.9.69	5.0	16.9	15.7.69		5.0	17.2
		10.0	15.9			10.0	16.8
		20.0	15.8			20.0	17.1
		33.3	16.1			28.3	17.2
		34.8	16.2			29.8	17.4
			16.2				
A 90 34.00 3.70 30.80	21.1.69	5.0	9.4	23.9.69		5.0	17.8
		10.0	11.7			10.0	17.1
		20.0	14.5			20.0	17.2
		29.1	15.6			28.2	17.3
		30.6	16.0			29.7	17.6
			16.0				
	16.7.69	5.0	16.1	A 128 59.00 3.60 —	16.1.69	5.0	13.5
		10.0	15.8			10.0	14.4
		20.0	16.1			20.0	15.7
		29.3	16.3			30.0	16.6
		30.8	16.4			40.0	16.7
			16.4			50.0	16.8
	24.9.69	5.0	17.1			54.2	16.8
		10.0	15.9			56.0	16.7
		20.0	16.2				
		29.3	16.4				
		30.8	16.4				
			16.4				

Pozzo Z (m)	Data	Profondità dal p.c. (m)	Temp. (°C)	Pozzo Z (m)	Data	Profondità dal p.c. (m)	Temp. (°C)
A 128 59.00 3.60 —	16.7.69	5.0	17.1	A 131 38.00 0.90 —	25.9.69	5.0	17.1
		10.0	16.5			10.0	16.4
		20.0	16.5			20.0	16.5
		30.0	16.6			30.0	16.6
		40.0	16.8			36.1	16.6
		50.0	16.9			37.6	16.6
	24.9.69	5.0	17.2	A 132 31.00 2.70 —	22.1.69	5.0	11.7
		10.0	16.5			10.0	13.7
		20.0	16.5			20.0	15.7
		30.0	16.6			27.1	16.3
		40.0	16.7			28.6	16.3
		50.0	16.8				
A 129 31.00 0.90 —	15.1.69	5.0	11.6	16.7.69		5.0	16.5
		10.0	11.6			10.0	15.9
		20.0	11.1			20.0	16.2
		28.8	12.8			27.3	16.3
		30.5	14.1			28.8	16.3
			14.1				
	15.7.69	5.0	15.7	25.9.69		5.0	16.6
		10.0	14.9			10.0	15.8
		20.0	14.2			20.0	16.0
		29.1	14.8			27.3	16.3
		30.6	15.3			28.8	16.3
			15.3				
	24.9.69	5.0	18.5	A 133 32.50 2.05 —	22.1.69	5.0	12.3
		10.0	16.9			10.0	13.5
		20.0	15.0			20.0	15.0
		29.3	15.3			29.4	15.6
		30.8	15.6			30.9	16.4
			15.6				
A 131 38.00 0.90 —	21.1.69	5.0	14.3	17.7.69		5.0	16.5
		10.0	14.9			10.0	16.2
		20.0	16.0			20.0	16.5
		30.0	16.5			30.0	16.6
		35.7	16.5			36.1	16.7
		37.2	16.6			37.6	16.6

Segue tab. 17

Istituto di Ricerca sulle Acque

sistematicamente ogni due tre mesi per un periodo che va, a seconda dei casi, da uno a due anni e più. In numerosi altri pozzi trivellati le misure di temperatura sono state ripetute a periodi più o meno regolari (tab. 20, fig. 142).

Nei pozzi trivellati (tabb. 18 e 20) non si osservano sensibili variazioni di temperatura, per cui non si hanno incertezze nell'assumere come temperatura della superfi-

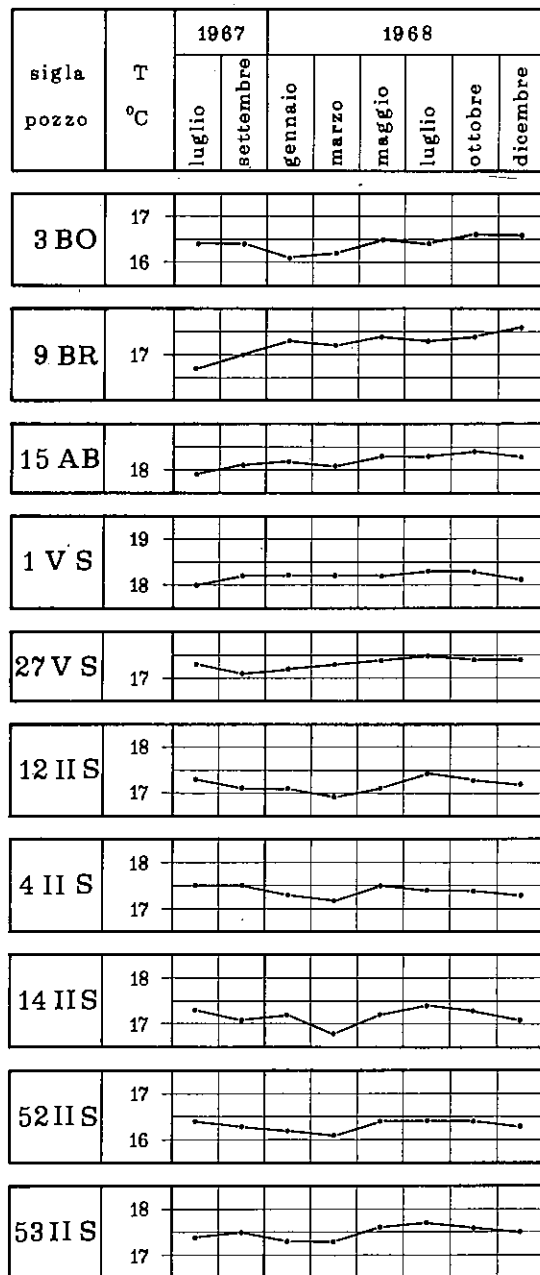


Fig. 140 — Andamento nel tempo della temperatura dell'acqua alla superficie della falda, misurata in pozzi trivellati.

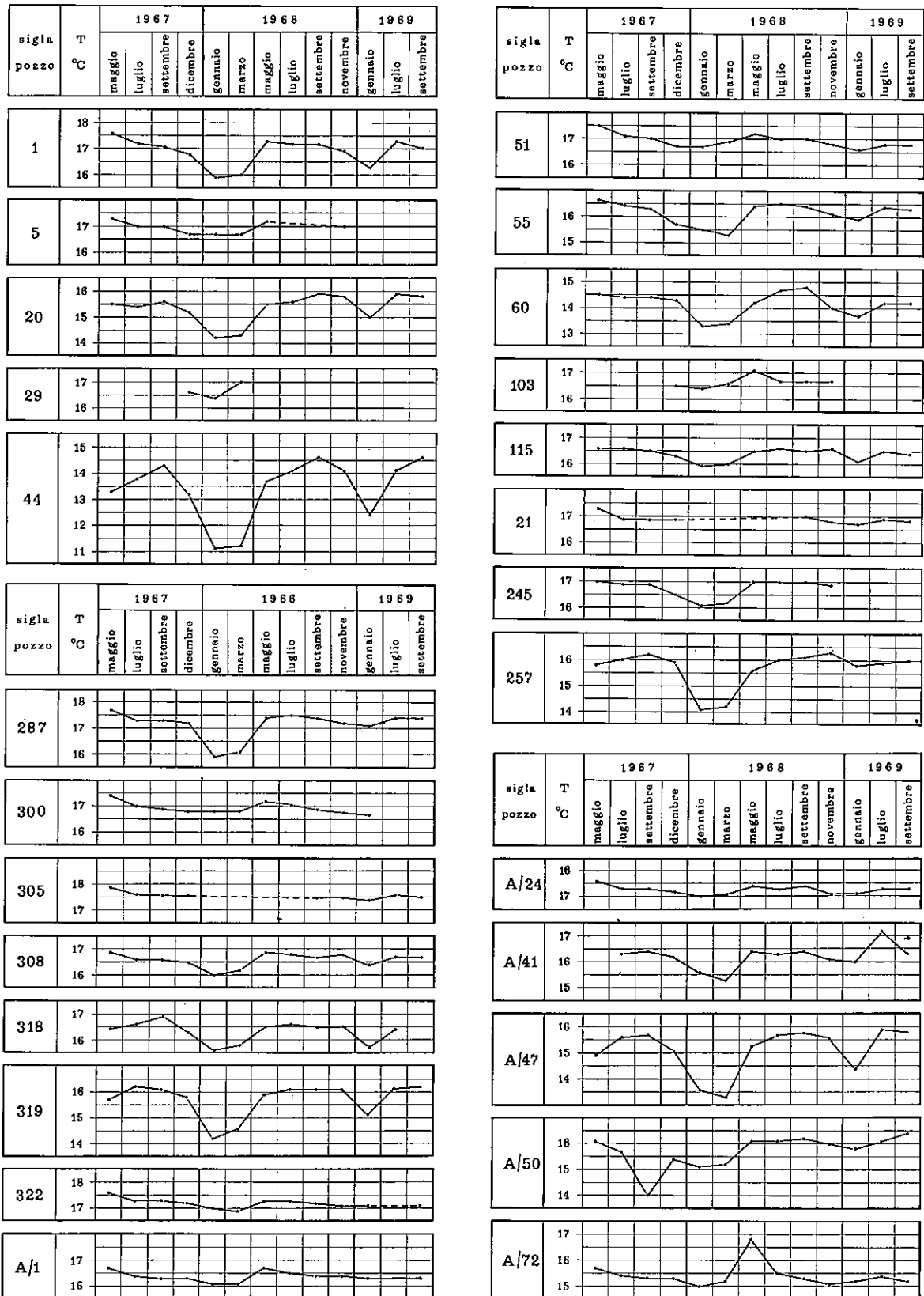


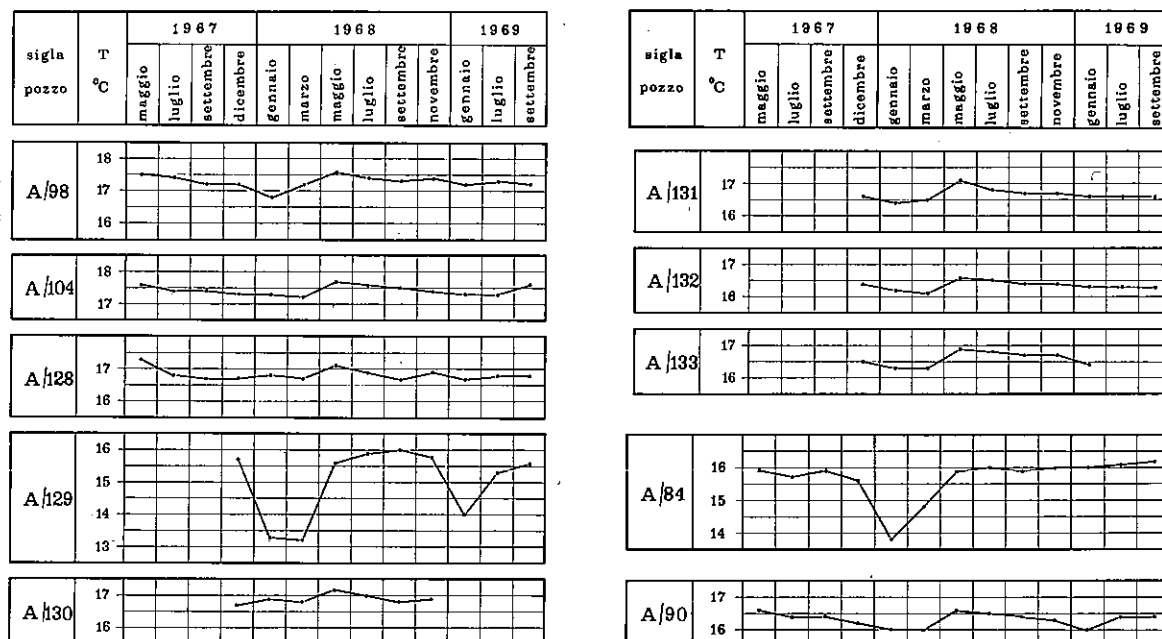
Fig. 141 — Andamento nel tempo della temperatura dell'acqua alla superficie della falda, misurata in pozzi a scavo.

cie della falda le medie delle temperature osservate in questi pozzi.

Fra i pozzi a scavo (tab. 19), alcuni si comportano come i pozzi trivellati (ad esempio: pozzi A 24, A 104 e A 128 di fig. 141); altri, invece, presentano delle variazioni termiche che non hanno il carattere di oscillazione periodica annua, ma che presentano un minimo in gennaio-marzo più o meno accentuato (ad esempio: pozzi 20, 115 e 319 di fig. 141). Ci sembra quindi di poter attribuire questo minimo ai fenomeni convettivi e/o all'azione di drenaggio delle acque di infiltrazione invernali, e pertanto fredde, operata dagli scavi. Infatti, poiché è presumibile che l'acqua dei pozzi risenta in una certa misura del fenomeno convettivo nell'aria sovrastante e/o non abbia avuto il tempo di assumere durante l'infiltrazione la stessa temperatura dell'acqua di falda, le temperature osservate d'inverno alla superficie della falda si possono considerare veramente rappresentative della falda solo nei pozzi a scavo (ad esempio: pozzi A 24, A 104 e A 128 di fig. 141), nei quali la temperatura dell'acqua rimane praticamente costante durante tutto l'anno. Pertanto, nell'eseguire la media delle temperature alla superficie della falda (tab. 19), non si è tenuto conto dei valori minimi non presentanti carattere di oscillazione periodica annua (ad esempio: pozzi 20, 115 e 319 di fig. 141). Si tenga anche presente che, come si è detto, nei pozzi trivellati, dove sono assenti i predetti fenomeni, la temperatura dell'acqua alla superficie della falda è praticamente costante.

Dai dati raccolti, tenuto conto delle considerazioni che precedono, appare che la temperatura delle acque di falda prossime alla superficie freatica, situata ad una quota di poco superiore al livello mare, non è sostanzialmente influenzata dall'andamento altimetrico della superficie topografica, che, se si escludono le fasce costiere, è costituita nell'area centrale della penisola da un pianoro elevantesi in prevalenza tra 30 e 50 metri sul mare.

Segue fig. 141



TAB. 18 — Temperatura delle acque di falda in pozzi trivellati, misurata periodicamente ogni due-tre mesi dal luglio 1967 al dicembre 1968.

Profondità dal l.m.	1967		1968					Medie	
	Luglio	Settembre	Gennaio	Marzo	Maggio	Luglio	Ottobre		Dicembre
3 BO									
0.0	16.4	16.4	16.1	16.2	16.5	16.6	16.6	16.6	16.4
5.0	—	—	16.3	16.3	16.5	16.4	16.5	16.5	16.4
10.0	16.4	—	16.3	16.3	16.5	16.4	16.5	16.5	16.4
20.0	16.4	—	16.2	16.3	16.4	16.4	16.4	16.5	16.4
27.3	16.5	—	16.2	16.3	16.4	16.3	16.4	16.5	16.4
9 BR									
0.0	16.7	17.0	17.3	17.2	17.4	17.3	17.4	17.6	17.2
5.0	17.1	—	—	—	—	—	—	—	—
10.0	17.4	—	17.3	17.3	17.6	17.4	17.4	17.5	17.4
20.0	17.7	—	17.6	17.5	17.9	17.7	17.8	17.8	17.7
30.0	17.9	—	18.0	17.9	18.2	18.1	18.1	18.1	18.0
40.0	18.2	—	18.2	18.2	18.4	18.3	18.4	18.3	18.3
50.0	18.5	—	18.3	18.3	18.7	18.4	18.6	18.6	18.5
60.0	18.6	—	18.5	18.5	18.8	18.7	18.8	18.7	18.7
15 AB									
0.0	17.9	18.1	18.2	18.1	18.3	18.3	18.4	18.3	18.2
5.0	18.2	—	—	—	—	—	—	—	—
10.0	18.3	—	18.3	18.3	18.6	18.4	18.5	18.6	18.4
15.0	18.6	—	—	—	—	—	—	—	—
20.0	19.0	—	19.0	19.1	19.2	19.1	19.1	19.1	19.1
25.0	19.5	—	—	—	—	—	—	—	—
30.0	19.7	—	19.7	19.8	20.0	19.9	19.8	19.8	19.8
35.0	20.1	—	—	—	—	—	—	—	—
40.0	20.4	—	20.2	20.3	0.5	20.4	20.5	20.4	20.4
45.0	20.6	—	—	—	—	—	—	—	—
50.0	20.7	—	20.7	20.8	21.0	20.8	21.0	21.0	20.7
55.0	21.6	—	21.4	21.6	21.8	21.7	21.7	21.7	21.6
12 III S									
0.0	17.3	17.1	17.1	16.9	17.1	17.4	17.3	17.2	17.2
5.0	17.3	—	—	—	—	—	—	—	—
10.0	17.3	—	17.1	17.2	17.1	17.3	17.2	17.1	17.2
15.0	17.3	—	—	—	—	—	—	—	—
18.3	17.4	—	17.1	17.2	17.1	17.3	17.2	17.1	17.2

Profondità dal l.m.	1967		1968					Medie	
	Luglio	Settembre	Gennaio	Marzo	Maggio	Luglio	Ottobre		Dicembre
4 II S									
0.0	17.5	17.5	17.3	17.2	17.5	17.4	17.4	17.3	17.4
10.0	17.6	—	17.4	17.4	17.6	17.5	17.5	17.5	17.5
20.0	17.7	—	17.5	17.6	17.8	17.7	17.7	17.8	17.7
30.0	17.8	—	17.7	17.7	17.8	17.9	17.8	17.8	17.8
40.0	17.9	—	17.9	17.9	18.0	18.0	17.9	17.9	17.9
50.0	18.2	—	18.1	18.1	18.1	18.2	18.1	18.1	18.1
60.0	18.4	—	18.2	18.2	18.3	18.3	18.3	18.3	18.3
65.0	—	—	18.3	18.3	18.4	18.4	18.5	18.4	18.4
70.0	18.4	—	18.4	18.4	18.5	18.5	18.6	18.6	18.5
14 II S									
0.0	17.3	17.1	17.2	16.8	17.2	17.4	17.3	17.1	17.2
10.0	17.2	—	17.1	17.0	17.1	17.3	17.1	17.1	17.1
20.0	17.3	—	17.1	17.0	17.1	17.2	17.1	17.1	17.1
30.0	17.3	—	17.1	17.0	17.1	17.1	17.1	17.1	17.1
40.0	17.3	—	17.1	17.0	17.1	17.1	17.1	17.1	17.1
50.0	17.4	—	17.1	17.0	17.1	17.1	17.1	17.1	17.1
60.0	17.4	—	17.1	17.1	17.1	17.3	17.1	17.1	17.2
65.0	—	—	17.1	17.1	17.1	17.1	17.1	17.1	17.1
70.0	17.4	—	17.1	17.1	17.1	17.3	17.1	17.0	17.2
52 II S									
0.0	16.4	16.3	16.2	16.1	16.4	16.4	16.4	16.3	16.3
10.0	16.4	—	16.2	16.2	16.3	16.3	16.4	16.4	16.3
20.0	16.5	—	16.2	16.3	16.3	16.3	16.4	16.4	16.3
30.0	16.5	—	16.2	16.3	16.3	16.3	16.4	16.4	16.3
40.0	16.6	—	16.2	16.3	16.3	16.3	16.4	16.4	16.3
50.0	16.5	—	16.2	16.3	16.3	16.4	16.4	16.4	16.3
53.0	—	—	16.2	16.3	16.3	16.4	16.4	16.4	16.3
56.0	16.4	—	16.2	16.3	—	—	—	—	16.3
53 II S									
0.0	17.4	17.5	17.3	17.3	17.6	17.7	17.6	17.5	17.5
10.0	17.6	—	17.4	17.5	17.7	17.7	17.6	17.6	17.6
20.0	17.8	—	17.5	17.6	17.8	17.7	17.7	17.7	17.7
30.0	18.0	—	17.7	17.7	17.9	17.9	17.8	17.8	17.8
40.0	18.2	—	17.9	17.9	17.9	18.0	17.9	18.0	18.0
50.0	18.4	—	18.1	18.2	18.2	18.2	18.1	18.2	18.2
60.0	18.6	—	18.3	18.3	18.3	18.4	18.3	18.4	18.4
70.0	18.7	—	18.4	18.5	18.5	18.6	18.5	18.6	18.5
80.0	18.9	—	18.7	18.7	18.7	18.8	18.7	18.8	18.8

I dati raccolti mostrano inoltre che la temperatura delle acque in prossimità della superficie della falda raggiunge valori più elevati lungo le fasce costiere e più bassi alle maggiori distanze dal mare ed in particolare in corrispondenza dello spartiacque sotterraneo (fig. 138); ovviamente, nel caso che si verificasse l'influenza dell'andamento altimetrico della superficie topografica, dovrebbe accadere il contrario.

Segue tab. 18

Profondità dal l.m.	1967		1968						Medie
	Luglio	Settembre	Gennaio	Marzo	Maggio	Luglio	Ottobre	Dicembre	
1 VS									
0.0	18.0	18.2	18.2	18.2	18.2	18.3	18.3	18.1	18.2
10.0	—	—	18.4	18.4	18.4	18.4	18.5	18.5	18.4
20.0	—	—	18.7	18.7	18.7	18.8	18.7	18.7	18.7
30.0	18.6	—	19.1	18.9	19.0	19.1	19.1	19.0	19.0
40.0	—	—	19.2	19.2	19.1	19.3	19.3	19.3	19.2
50.0	—	—	19.4	19.4	19.4	19.5	19.6	19.6	19.5
60.0	19.3	—	19.7	19.7	19.7	19.8	19.7	19.8	19.7
70.0	—	—	20.1	20.0	20.0	20.1	20.1	20.1	20.1
80.0	—	—	20.2	20.2	20.2	20.4	20.4	20.4	20.3
90.0	20.3	—	20.6	20.5	20.5	20.7	20.7	20.7	20.6
100.0	—	—	21.0	20.9	20.9	20.9	21.1	21.1	21.0
110.0	—	—	21.2	21.2	21.1	21.3	21.3	21.3	21.2
120.0	21.0	—	21.4	21.4	21.3	21.4	21.6	21.6	21.4
130.0	—	—	21.8	21.8	21.7	21.8	21.8	21.8	21.8
140.0	—	—	22.1	22.0	22.0	22.1	22.1	22.1	22.1
150.0	21.6	—	22.2	22.2	22.1	22.3	22.3	22.3	22.2
160.0	—	—	22.3	22.3	22.3	22.4	22.5	22.5	22.4
165.0	—	—	22.4	22.4	22.3	22.4	22.6	22.6	22.4
27 VS									
0.0	17.3	—	17.2	17.3	17.4	17.5	17.4	17.4	17.4
10.0	—	—	17.3	17.4	17.5	17.5	17.5	17.5	17.4
20.0	17.6	—	17.5	17.5	17.7	17.8	17.6	17.7	17.6
30.0	—	—	17.7	17.7	17.8	17.8	17.8	17.8	17.8
40.0	17.7	—	17.9	17.8	18.0	17.9	17.9	17.9	17.9
50.0	—	—	18.0	18.0	18.1	18.1	18.1	18.1	18.1
60.0	18.2	—	18.2	18.2	18.2	18.2	18.2	18.2	18.2
70.0	—	—	18.2	18.2	18.3	18.3	18.4	18.4	18.3
80.0	18.4	—	18.3	18.3	18.4	18.4	18.5	18.5	18.4
90.0	—	—	18.6	18.5	18.6	18.6	18.7	18.7	18.6
100.0	18.7	—	18.7	18.7	18.8	18.8	18.8	18.8	18.8
110.0	—	—	18.9	18.8	19.0	18.9	18.9	18.9	18.9
113.5	18.9	—	18.9	18.8	19.0	18.9	19.0	19.0	18.9

TAB. 19 — Temperatura delle acque in prossimità della superficie della falda sistematicamente misurata ogni due-tre mesi in pozzi a scavo dal maggio 1967 al settembre '69. Nell'eseguire la media delle temperature, impiegate assieme ai dati delle tabelle 3 e 5 per tracciare le isoterme medie alla superficie della falda di fig. 138, non si è tenuto conto dei valori minimi non presentanti carattere di oscillazione periodica annua (in corsivo).

Sigla pozzo	Quota bocca-pozzo m	Quota livello statico m	Profondità pozzo m	1967				1968				1969			Medie		
				Maggio	Luglio	Settembre	Dicembre	Gennaio	Marzo	Maggio	Luglio	Settembre	Novembre	Gennaio		Luglio	Settembre
1	22.00	2.00	21.10	17.6	17.2	17.1	16.8	15.9	16.0	17.3	17.2	17.2	16.9	16.3	17.3	17.0	17.2
5	35.50	2.30	37.10	17.3	17.0	17.0	16.7	16.7	16.7	17.2	—	—	17.0	—	—	—	16.9
20	25.50	2.50	23.30	15.5	15.4	15.6	15.2	14.2	14.3	15.5	15.6	15.9	15.8	15.0	15.9	15.8	15.6
44	31.00	2.50	29.35	13.3	13.8	14.3	13.2	11.1	11.2	13.7	14.1	14.6	14.1	12.4	14.1	14.6	14.0
51	32.00	3.00	27.70	17.5	17.1	17.0	16.7	16.7	16.9	17.2	17.0	17.0	16.8	16.6	16.8	16.8	16.9
55	35.00	3.00	34.00	16.6	16.4	16.3	15.7	15.5	15.3	16.4	16.5	16.4	16.1	15.9	16.4	16.3	16.3
60	41.00	2.30	39.30	14.5	14.4	14.4	14.3	13.3	13.4	14.2	14.7	14.8	14.0	13.7	14.2	14.2	14.4
103	56.00	2.00	—	—	—	—	16.5	16.4	16.6	17.1	16.7	16.7	16.7	—	—	—	16.7
115	45.00	6.50	39.50	16.6	16.6	16.5	16.3	15.9	16.0	16.5	16.6	16.5	16.6	16.1	16.5	16.4	16.5
221	37.00	4.20	—	17.3	16.9	16.9	16.9	—	—	—	17.0	17.0	16.8	16.7	16.9	16.8	16.9
245	41.00	1.00	—	17.0	16.9	16.9	16.5	16.1	16.2	17.0	17.0	17.0	16.9	—	—	—	16.9
257	42.50	1.00	—	15.8	16.0	16.2	15.9	14.1	14.2	15.6	16.0	16.1	16.3	15.8	15.9	16.1	16.0
287	16.00	0.80	15.50	17.7	17.3	17.3	17.2	15.9	16.1	17.4	17.5	17.4	17.2	17.1	17.4	17.4	17.4
300	33.80	0.30	38.00	17.4	17.0	16.9	16.8	16.8	16.8	17.2	17.1	16.9	16.8	16.7	—	—	16.9
305	45.70	2.10	45.60	17.9	17.6	17.6	17.6	—	—	—	—	17.5	17.5	17.4	17.6	17.5	17.6
308	41.00	1.00	45.60	15.9	16.6	16.6	16.5	16.0	16.2	16.9	16.8	16.7	16.8	16.5	16.7	16.7	16.7
318	36.50	3.10	34.00	16.4	16.6	16.9	16.3	15.6	15.8	16.5	16.6	16.5	16.5	15.7	16.4	—	16.5
319	34.00	1.70	—	17.4	17.0	16.9	16.8	16.8	16.8	17.2	17.1	16.9	16.8	16.7	—	—	16.9
322	36.00	1.50	41.60	17.6	17.3	17.3	17.2	17.0	16.9	17.3	17.3	17.2	17.1	17.1	—	—	17.2
A 1	37.00	3.00	—	16.7	16.4	16.3	16.3	16.1	16.1	16.7	16.5	16.4	16.4	16.3	16.3	16.3	16.4
A 24	39.00	4.00	36.40	17.6	17.3	17.3	17.2	17.0	17.1	17.4	17.3	17.4	17.1	17.1	17.3	17.3	17.3
A 41	21.00	1.30	23.50	—	15.3	16.4	16.2	15.6	15.3	15.4	16.3	16.4	16.1	16.0	17.2	17.3	16.5
A 47	34.00	3.00	31.80	14.9	15.6	15.7	15.1	13.6	13.3	15.3	15.7	15.8	15.6	14.4	15.9	15.8	15.5
A 50	34.00	6.60	37.70	16.1	15.7	—	15.4	15.1	15.2	16.1	16.1	16.2	16.0	15.8	16.1	16.4	16.0
A 72	41.80	4.10	37.90	15.7	15.4	15.3	15.3	15.0	15.2	—	15.5	15.3	15.1	15.2	15.4	15.2	15.3
A 84	37.00	2.80	35.00	15.9	15.7	15.9	15.6	13.8	14.8	15.9	16.0	15.9	16.0	16.0	16.1	16.2	15.9
A 90	34.00	3.70	30.80	16.6	16.4	16.4	16.2	16.0	16.0	16.6	16.5	16.4	16.3	16.0	16.4	16.4	16.3
A 98	43.50	0.90	43.50	17.5	17.4	17.2	17.2	16.8	17.2	17.6	17.4	17.3	17.4	17.2	17.3	17.2	17.3
A 104	31.20	0.90	37.00	17.6	17.4	17.4	17.3	17.3	17.2	17.7	17.6	17.5	17.4	17.3	17.3	17.6	17.4
A 128	59.00	3.60	—	17.3	16.8	16.7	16.7	16.8	16.7	17.1	16.9	16.7	16.9	16.7	16.8	16.8	16.8
A 129	31.00	0.90	—	—	—	—	15.7	13.3	13.2	15.6	15.9	16.0	15.8	14.1	15.3	15.6	15.7
A 130	52.50	—	—	—	—	—	16.7	16.9	16.8	17.2	17.0	16.8	16.9	—	—	—	16.9
A 131	38.00	0.90	—	—	—	—	16.6	16.4	16.5	17.1	16.8	16.7	16.7	16.6	16.6	16.6	16.7
A 132	31.00	2.70	—	—	—	—	16.4	16.2	16.1	16.6	16.5	16.4	16.4	16.3	16.3	16.3	16.3
A 133	32.50	2.05	—	—	—	—	16.5	16.3	16.3	16.9	16.8	16.7	16.7	16.4	—	—	16.6

TAB. 20 — Temperatura delle acque di falda in pozzi trivellati, misurata in vari periodi. Il primo numero sotto la sigla del pozzo indica la quota del boccapozzo, il secondo (in corsivo) la quota della superficie della falda.

Pozzo Z (m)	Data	Profondità dal l.m. (m)	Temp. (°C)	Pozzo Z (m)	Data	Profondità dal l.m. (m)	Temp. (°C)	Pozzo Z (m)	Data	Profondità dal l.m. (m)	Temp. (°C)	Pozzo Z (m)	Data	Profondità dal l.m. (m)	Temp. (°C)
SI 1 16.95 0.29	8.12.67	1.0	16.9	SI 1 16.95 0.29	3.10.68	23.0	17.2	SI 1 16.95 0.29	18.7.69	1.0	17.2	SI 3 5.49 0.14	14.5.68	0.5	17.1
		3.0	16.9			28.0	17.2			3.0	17.2			2.5	17.1
		8.0	16.9			33.0	17.3			8.0	17.2			4.5	17.1
		13.0	16.9			38.0	17.3			13.0	17.2			6.5	17.1
		18.0	16.9			43.0	17.4			18.0	17.3			8.5	17.3
		23.0	17.0			45.7	17.4			23.0	17.3			9.5	17.5
	28.0	17.0	16.1.69		1.0	17.0	28.0		17.3	11.5	17.8				
	33.0	17.1			3.0	17.0	33.0		17.4	14.5	17.9				
	38.0	17.1			8.0	17.0	38.0		17.4	18.5	18.0				
	43.0	17.2			13.0	17.1	26.9.69		1.0	17.1	3.10.68		0.5	17.6	
	45.7	17.2			18.0	17.1			3.0	17.1			2.5	17.3	
	7.2.68	1.0			16.9	23.0			17.2	8.0			17.1	4.5	17.3
3.0		16.9	28.0	17.3	13.0	17.1		6.5	17.2						
8.0		16.9	33.0	17.3	18.0	17.1		8.5	17.3						
13.0		16.9	38.0	17.4	23.0	17.2		9.5	17.4						
18.0		17.0	43.0	17.4	28.0	17.2	11.5	17.7							
23.0		17.1	45.7	17.4	33.0	17.3	14.5	17.8							
14.5.68	1.0	17.0	11.3.69	1.0	16.9	8.12.67	0.5	17.2	16.1.69	0.5	17.1	5.2.68	0.5	17.1	
	3.0	17.0		3.0	17.0		2.5	17.1		2.5	17.3				
	8.0	17.0		8.0	17.0		4.5	17.1		4.5	17.4				
	13.0	17.0		13.0	17.1		6.5	17.1		6.5	17.3				
	18.0	17.0		18.0	17.1		8.5	17.3		8.5	17.6				
	23.0	17.1		23.0	17.2		9.5	17.3		9.5	17.7				
28.0	17.1	14.5.69	1.0	16.9	11.5	17.6	11.5	18.0	11.3.69	0.5	16.8	2.5	17.3		
33.0	17.1		3.0	16.9	14.5	17.8	14.5	18.0		4.5	17.3				
38.0	17.1		8.0	16.9	18.5	17.8	18.5	18.0		6.5	17.3				
43.0	17.1		13.0	16.9	SI 3 5.49 0.14	8.12.67	0.5	17.2		8.5	17.5	8.5	17.5		
45.7	17.1		18.0	17.0		8.12.67	2.5	17.1		9.5	17.7	9.5	17.6		
3.10.68	1.0		17.1	23.0			17.2	4.5		17.1	11.5	17.9	11.5	17.9	
	3.0	17.1	28.0	17.2			6.5	17.1	14.5	18.0	14.5	18.0			
	8.0	17.1	33.0	17.3			8.5	17.3	18.5	18.0	18.5	18.0			
	13.0	17.1	38.0	17.3			9.5	17.3	5.2.68	0.5	17.1				
	18.0	17.1	43.0	17.3	11.5		17.7	2.5		17.1	2.5	17.3			
	3.10.68	1.0	17.1	14.5.69	1.0	16.9	4.5	17.1		4.5	17.3	4.5	17.3		
3.0		17.1	3.0		16.9	6.5	17.1	6.5		17.3	6.5	17.3			
8.0		17.1	8.0		16.9	8.5	17.3	8.5		17.6	8.5	17.5			
13.0		17.1	13.0		16.9	9.5	17.4	9.5		17.6	9.5	17.6			
18.0		17.1	18.0		17.0	11.5	17.7	11.5	17.9	11.5	17.9				
					23.0	17.0	14.5	17.9	14.5	18.0	14.5	18.0			
			28.0	17.1	18.5	17.8	18.5	18.0	18.5	18.0					

Pozzo Z (m)	Data	Profondità dal l.m. (m)	Temp. (°C)	Pozzo Z (m)	Data	Profondità dal l.m. (m)	Temp. (°C)
SI 3 5.49 0.14	13.5.69	0.5	17.0	SI 4 1.23 0.00	5.2.68	10.8	18.0
		2.5	17.0			14.4	18.3
		4.5	17.1		15.5.68	0.8	17.8
		6.5	17.1			2.8	17.4
		8.5	17.3			4.8	17.6
		9.5	17.4			6.8	17.8
	11.5	17.6	8.8			18.4	
	14.5	17.7	10.8			18.6	
	18.5	17.8	14.4		18.8		
	18.7.69	0.5	17.5		3.10.68	0.8	18.0
		2.5	17.3			2.8	17.8
		4.5	17.3			4.8	17.8
		6.5	17.3			6.8	17.2
		8.5	17.4			8.8	19.4
		9.5	17.5			10.8	19.8
	11.5	17.7	14.4		19.4		
	26.9.69	0.5	17.4		24.1.69	0.8	13.9
		2.5	17.3			2.8	16.2
4.5		17.3	3.8	16.7			
6.5		17.3	4.8	16.8			
8.5		17.3	6.8	17.0			
9.5		17.5	8.8	17.4			
11.5	17.6	10.8	17.5				
14.5	17.8	14.4	18.1				
SI 4 1.23 0.00	8.12.67	0.8	16.5	12.3.69	0.8	14.7	
		2.8	17.0		2.8	16.3	
		3.8	17.2		3.8	16.9	
		4.8	17.6		4.8	17.3	
		6.8	18.6		6.8	17.6	
		8.8	18.9		8.8	18.3	
	10.8	19.1	10.8	18.5			
	14.4	18.9	14.4	18.5			
	5.2.68	0.8	16.2	14.5.69	0.8	17.3	
		2.8	16.7		2.8	17.2	
		3.8	17.0		3.8	17.3	
		4.8	16.8		4.8	17.4	
6.8		17.0	6.8		17.9		
8.8		17.5	8.8		18.3		
10.8	18.3	10.8	18.3				
14.4	18.3	14.4	18.3				

Pozzo Z (m)	Data	Profondità dal l.m. (m)	Temp. (°C)	Pozzo Z (m)	Data	Profondità dal l.m. (m)	Temp. (°C)			
SI 4 1.23 0.00	18.7.69	0.8	18.1	CH 1 1.98 1.83	14.5.69	11.0	17.3			
		2.8	17.6			37.6	17.4			
		3.8	17.6			65.6	17.5			
		4.8	18.0			83.0	17.5			
		6.8	18.4			90.0	17.5			
		8.8	18.5			107.0	17.5			
		10.8	18.6			112.0	17.5			
		14.4	18.5			117.0	17.5			
		26.9.69	0.8			19.5	122.0	17.6		
			2.8			18.1	123.0	17.6		
			3.8			17.9	125.0	17.7		
			4.8			18.4	127.0	17.7		
	6.8		19.1			129.0	17.7			
	8.8		18.9			131.0	17.8			
	10.8	18.7	133.0			17.8				
	14.4	18.4	135.0			17.8				
	CH 1 1.98 1.83	6.2.69	2.0			14.8	CH 2 7.42 3.37	6.6.68	0.0	17.1
			7.0			16.9			2.5	17.2
11.0			17.3	12.5	17.4					
22.0			17.4	22.5	17.5					
38.0			17.4	27.5	17.5					
47.0			17.5	32.5	17.6					
65.8			17.5	42.5	17.6					
77.0			17.5	52.5	17.7					
83.0			17.5	62.5	17.7					
90.0			17.5	72.5	17.8					
107.0			17.5	82.5	17.8					
112.0			17.5	92.5	17.8					
117.0			17.5	102.5	17.8					
122.0			17.6	112.5	17.8					
123.0			17.6	112.5	17.8					
125.0			17.7	122.5	17.8					
127.0			17.7	132.5	17.8					
129.0			17.8	137.5	18.2					
131.0	17.8	142.5	18.5							
133.0	17.8	147.5	18.7							
135.0	17.9	152.5	19.0							
137.0	17.9	162.5	19.0							
142.0	18.0	172.5	19.0							
155.0	18.0	182.5	19.1							
167.0	18.0	187.5	19.1							

Segue tab. 20

Istituto di Ricerca sulle Acque

Pozzo Z (m)	Data	Profondità dal l.m. (m)	Temp. (°C)	Pozzo Z (m)	Data	Profondità dal l.m. (m)	Temp. (°C)
CH 2 7.42 3.37	3.10.68	0.0	18.8	CS 52.73 2.23	9.12.67	0.0	17.0
		2.5	17.5			3.0	17.0
12.5	17.5	8.0	17.0				
22.5	17.5	13.0	16.9				
27.5	17.5	18.0	16.8				
32.5	17.5	28.0	16.8				
42.5	17.6	38.0	16.8				
52.5	17.6	48.0	16.7				
62.5	17.6	58.0	16.7				
72.5	17.6	68.0	16.8				
82.5	17.6	78.0	16.9				
92.5	17.7	88.0	16.9				
102.5	17.7	98.0	16.9				
112.5	17.7	108.0	16.9				
122.5	17.7	118.0	16.9				
132.5	17.8	128.0	16.9				
137.5	18.2	138.0	16.9				
142.5	18.4	143.0	16.9				
147.5	18.8						
152.5	18.9						
162.5	18.9						
172.5	19.0						
182.5	19.0						
187.5	19.1						
	14.5.69	27.5	17.5		6.2.68	0.0	16.9
		32.5	17.5	3.0		16.9	
		42.5	17.5	8.0		17.2	
		52.5	17.6	13.0		16.9	
		62.5	17.6	18.0		16.8	
		72.5	17.6	28.0		16.8	
		82.5	17.6	38.0		16.8	
		92.5	17.6	48.0		16.8	
		102.5	17.6	58.0		16.8	
		112.5	17.6	68.0		16.8	
		122.5	17.6	78.0		17.0	
		132.5	17.8	88.0		16.9	
		137.5	18.1	98.0		16.9	
		142.5	18.3	108.0		16.9	
		147.5	18.8	118.0		17.0	
		152.5	18.8	128.0		17.0	
		162.5	18.8	138.0		17.0	
	172.5	18.9	143.0	17.0			
	182.5	18.9					
	186.5	19.0					
					7.6.68	0.0	16.9
				3.0		16.9	
				8.0		17.0	
				13.0		16.9	
				18.0		16.8	
				28.0		16.8	
				38.0		16.8	
				48.0		16.8	
				58.0		16.8	
				68.0		16.8	
				78.0	16.9		
				88.0	17.0		
				98.0	17.0		
				108.0	17.1		
				118.0	17.1		
				128.0	17.1		
				138.0	17.1		
				143.0	17.2		
					17.1.69	+2.0	16.7
				0.0		16.7	
				2.0		16.7	
				4.0		16.7	
				6.0		16.7	
				8.0		16.7	
				10.0		16.8	
				12.0		16.8	
				14.0		16.7	
				16.0		16.7	
				18.0	16.7		

Pozzo Z (m)	Data	Profondità dal l.m. (m)	Temp. (°C)	Pozzo Z (m)	Data	Profondità dal l.m. (m)	Temp. (°C)			
CS 52.73 2.23	7.6.68	38.0	16.8	CS 52.73 2.23	12.3.69	0.0	16.7			
		48.0	16.8			2.0	16.7			
		58.0	16.9			4.0	16.7			
		68.0	16.9			6.0	16.8			
		78.0	16.9			8.0	16.8			
		88.0	17.0			10.0	16.7			
		98.0	17.0			12.0	16.7			
		108.0	17.0			14.0	16.7			
		118.0	17.1			16.0	16.7			
		128.0	17.1			18.0	16.7			
		138.0	17.1							
		142.0	17.1							
			3.10.68			0.0	17.1	13.5.69	+2.0	16.8
						3.0	16.9		0.0	16.8
	8.0	17.0		2.0	16.8					
	13.0	16.9		4.0	16.8					
	18.0	16.9		6.0	16.8					
	28.0	16.8		8.0	16.8					
	38.0	16.8		10.0	16.8					
	48.0	16.8		12.0	16.8					
	58.0	16.8		14.0	16.8					
	68.0	16.8		16.0	16.7					
			18.0	16.7						
				16.7.69	+1.5	16.8				
	17.1.69	+2.0	16.7	SR 29.15 1.74	14.1.69	0.0	17.3			
		0.0	16.7			11.0	17.4			
		2.0	16.7			21.0	17.4			
		4.0	16.7			31.0	17.5			
		6.0	16.7			41.0	17.5			
		8.0	16.7							
		10.0	16.8							
		12.0	16.8							
		14.0	16.7							
		16.0	16.7							
	18.0	16.7								
				9.4.69	1.0	17.0				
					11.0	17.1				
					21.0	17.3				
					31.0	17.3				
					41.0	17.4				
					51.0	17.4				
					61.0	17.5				
					66.0	17.7				
					71.0	18.1				
					81.0	18.6				
				91.0	19.3					
				101.0	19.4					
				111.0	19.4					
				121.0	19.4					
				131.0	19.4					

Segue tab. 20

Pozzo Z (m)	Data	Profondità dal l.m. (m)	Temp. (°C)	Pozzo Z (m)	Data	Profondità dal l.m. (m)	Temp. (°C)				
13 NA 43.22 1.47	7.6.67	1.0	17.2	56 IIS 73.47 2.37	19.12.67	0.0	16.5				
		6.0	17.1			10.0	16.3				
		11.0	17.1			20.0	16.4				
		18.0	17.0			30.0	16.4				
17 NA 32.83 0.93	7.6.67	0.0	17.6			40.0	16.5	25.3.69	0.0	16.5	
1.0		—	10.0			16.5					
4.0		17.5	20.0			16.5					
11.0		17.5	30.0			16.6					
5 AB 25.36 1.66	8.1.68	0.0	17.2			40.0	16.6		10 BO 30.5.67	0.0	17.3
		10.0	17.4			5.0	17.3				
		20.0	17.5	10.0	17.2						
		22.0	17.6	15.0	17.2						
	26.3.69	+1.0	17.5	11 BO 6.6.67	0.5	17.4	62.18 1.88		5.5	17.5	
		0.0	17.6		10.5	17.5					
		10.0	17.7		16.5	17.5					
		20.0	17.7		13 BO 6.6.67	0.5		17.4	40.94 1.59	5.5	—
22.0	17.7	10.5	17.3								
—	—	15.5	—								
25.0	17.6	20.5	17.2								
33 IIS 36.29 2.81	9.6.67	0.0	17.6		25.5	—		15 BO 31.5.67		+1.0	17.3
		5.0	17.6		30.5	17.2					
		10.0	17.6		35.5	—					
		15.0	17.5	37.0	17.2						
		20.0	17.6	51 BO 13.06 4.91	20.12.67	0.0	16.7			4.0	17.3
		24.0	—		10.0	16.8					
25.0	17.6	20.0	16.8								
—	—	30.0	16.8								
51 IIS 13.06 4.91	20.12.67	40.0	16.8	40.0	16.8	51.63 3.43	14.0		17.3		
		50.0	16.8	19.0	17.3						
		58.0	16.7	24.0	17.3						
		—	—	29.0	17.0						
		—	—	16 BO 28.21 2.01	1.6.67		0.0	17.6	7.0	17.5	
	25.3.69	0.0	17.0		5.0	17.6					
		10.0	17.0		—	—					
		20.0	17.0		—	—					
		30.0	17.0		—	—					
		40.0	17.0	—	—						

Pozzo Z (m)	Data	Profondità dal l.m. (m)	Temp. (°C)	Pozzo Z (m)	Data	Profondità dal l.m. (m)	Temp. (°C)
SR 29.15 1.74	13.5.69	0.0	17.3	CNEN 41.75 2.00	3.10.68	3.0	17.3
		1.0	17.1			8.0	17.3
		11.0	17.2			18.0	17.3
		21.0	17.3			28.0	17.3
		31.0	17.4			38.0	17.2
		41.0	17.5			48.0	17.3
		51.0	17.5			58.0	17.4
		61.0	17.5			68.0	17.4
		66.0	17.8			78.0	17.4
		71.0	18.0			88.0	17.5
		76.0	18.3	98.0	17.5		
		81.0	18.6	3 K 18.12.67	0.0	17.3	
		86.0	18.8		10.0	17.3	
		91.0	19.4		18.0	17.3	
		101.0	19.4		20.57 3.87	27.3.69	+3.0
111.0	19.4	0.0	17.5				
121.0	19.4	10.0	17.5				
131.0	19.5	18.0	17.5				
15.7.69	+1.0	17.2	1 MCT 14.12.67	15.74 5.52	0.0	17.4	
CNEN 41.75 2.00	8.12.67	3.0			17.2	10.0	17.7
		8.0			17.2	20.0	17.6
		18.0			17.2	30.0	17.5
		28.0			17.2	40.0	17.4
		38.0			17.2	50.0	17.4
		48.0	17.2	55.0	17.3		
		58.0	17.3	28.3.69	+4.0	17.7	
		68.0	17.3		0.0	17.7	
		78.0	17.3		10.0	17.7	
		88.0	17.3		20.0	17.7	
		98.0	17.3		30.0	17.7	
		8.6.68	8.6.68	3.0	17.3	40.0	17.5
				8.0	17.3	50.0	17.5
				18.0	17.3	55.0	17.4
				28.0	17.3	9 IIIS 19.12.67	0.0
38.0	17.3			5.0	16.4		
48.0	17.3			10.0	16.5		
58.0	17.3			17.0	16.5		
68.0	17.4			40.11 1.55	24.3.69		0.0
78.0	17.4					10.0	14.1
88.0	17.4					17.0	14.3
98.0	17.5						

Segue tab. 20

Istituto di Ricerca sulle Acque

b) *Temperatura lungo la colonna d'acqua dei pozzi trivellati*

Sono state eseguite misure di temperatura a varie profondità in 40 pozzi trivellati. In 24 di essi le misure sono state ripetute in diversi periodi; in particolare in dieci pozzi sono state eseguite osservazioni sistematiche ogni 2-3 mesi per un periodo di 18 mesi. I risultati sono riportati nelle tabelle 18 e 20 e diagrammati nelle figure 140 e 142.

Nei pozzi poco profondi la temperatura dell'acqua è ancora soggetta alla variazione annua; la profondità di estinzione dell'onda annua varia tra i 30 e i 50 metri, evidentemente in dipendenza soprattutto dalla diffusività termica dei terreni sovrastanti alla superficie della falda (calcarei, calcareniti o argille).

Segue tab. 20

Pozzo Z (m)	Data	Profondità dal l.m. (m)	Temp. (°C)	Pozzo Z (m)	Data	Profondità dal l.m. (m)	Temp. (°C)
23 BO 56.37 2.67	7.6.67	0.0	17.2	4 VS 48.39 9.99	27.4.72	300.0	26.1
		10.0	17.1			350.0	27.5
		20.0	17.0			400.0	28.8
		30.0	17.1			450.0	30.0
		37.0	17.0				
24 BO 47.26 1.51	5.6.67	0.0	17.4	8 VS 48.84 5.94	28.3.69	+5.0	16.6
		5.0	17.3			0.0	16.6
		13.0	17.3			10.0	16.6
		20.0	16.6				
		30.0	16.6				
		40.0	16.6				
		50.0	16.6				
		60.0	16.6				
		70.0	16.6				
		80.0	16.6				
		90.0	16.6				
		100.0	16.6				
		107.0	16.6				
2 BS 87.47 3.40	25.3.69	5.0	16.4	25 BR 65.71 2.51	12.12.66	0.0	17.5
						1.0	17.5
C 5 2.35 1.04	8.4.69	0.0	17.1	TA 61.56 3.72	9.12.71	0.0	17.5
		3.0	17.1			9.0	17.5
		8.0	17.1			29.0	17.5
		18.0	17.1			49.0	17.5
		28.0	17.7			69.0	17.5
		33.0	17.6			89.0	17.5
		38.0	17.6			109.0	17.5
		43.0	17.7			119.0	17.6
		48.0	17.9			129.0	17.6
		58.0	18.1			139.0	17.8
		68.0	18.3			149.0	17.8
73.0	18.4	159.0	18.0				
		169.0	18.2				
		179.0	18.3				
		189.0	18.7				
		189.0	18.8				
		199.0	18.8				
		209.0	18.8				
		219.0	18.8				
		229.0	18.8				
		239.0	18.8				
4 VS 48.39 9.99	13.10.71	0.0	18.9				
		50.0	19.9				
		100.0	21.0				
		150.0	22.3				
		200.0	23.6				
		250.0	24.9				
		300.0	26.3				
		350.0	27.5				
		400.0	28.9				
		450.0	30.0				
	27.4.72	0.0	18.9				
		50.0	19.7				
		100.0	21.0				
		150.0	22.3				
		200.0	23.5				
	250.0	25.0					

Al di sotto di detta profondità non si notano sostanziali variazioni di temperatura nel tempo. Agli effetti della interpretazione della circolazione idrica sotterranea ha quindi senso prendere in considerazione i gradienti.

In relazione al gradiente termico, i pozzi che raggiungono profondità maggiore di quella di estinzione dell'onda termica annua si possono riunire in tre gruppi:

— pozzi con gradiente termico positivo, in genere ubicati lungo le fasce costiere (ad esempio: pozzi 4 II S, 53 II S e 27 V S; fig. 142);

— pozzi con gradiente termico nullo, in genere ubicati a distanza dalle coste (ad esempio: pozzi CNEN, 52 II S e 8 V S; fig. 142);

— pozzi con un « gradino » di temperatura situato all'incirca in corrispondenza della « zona di diffusione », nella zona di contatto acqua di falda-acqua marina di invasione continentale, ubicati in genere lungo le fasce costiere ed in aree di manifestazioni sorgentizie (ad esempio: pozzi SR e CH 2; fig. 142).

Pozzi con gradiente termico positivo

Per avere un'idea del gradiente geotermico che c'è da aspettarsi nell'area in esame, si fa presente che il gradiente osservato in due pozzi perforati per lungo tratto nelle argille affioranti ad ovest di Taranto (pozzi 4 VS e 1 VS; fig. 2 e 142), è di circa 2,3°C/100 metri. Detti pozzi, rivestiti lungo il tratto in argille con tubazione cieca, sono esenti da perturbazioni dovute a movimenti di acque; si trovano inoltre in una « area depressa » [13]. Nel caso che i pozzi ubicati sul versante ionico della Penisola Salentina si trovino pure in detta area (o, com'è presumibile, ai margini della stessa), essi dovrebbero presentare un gradiente termico più basso di quello delle argille, dato che la conducibilità termica dei calcari e delle dolomie, nei quali si attestano più o meno profondamente tutti i pozzi perforati, è più elevata.

Pozzi con gradiente termico nullo

Si è innanzi accennato che un gruppo di pozzi presenta valori di temperatura praticamente costanti con la profondità (fig. 142). Il fenomeno può essere dovuto sia a sottrazione del deflusso di calore dall'interno per cause di natura idrologica (v. di seguito: Pozzi con un « gradino di temperatura ») sia a naturale miscelamento di acque sotterranee per inomogeneità ed anisotropia dell'acquifero (variazioni della permeabilità in orizzontale ed in verticale, di norma particolarmente notevoli in vicinanza di sorgenti carsiche) e per variazioni di densità dell'acqua (condizionate da differenze spaziali di temperatura e di contenuti salini) e sia ad « effetto pozzo ». Per quanto attiene tale effetto, avviene talora che la perforazione (ad esempio: pozzo CH 2 di fig. 142), collegando orizzonti acquiferi a diverso grado di permeabilità e carico idraulico, provochi nella colonna idrica l'instaurazione di correnti verticali ascendenti e/o discendenti, tali da livellarne la temperatura (ed i contenuti salini e isotopici). In tale ultima situazione i dati raccolti non sono rappresentativi della temperatura (e della composizione chimica e isotopica) delle acque di falda, ma solo della colonna idrica del pozzo ⁽¹³⁾.

Accade inoltre che, anche quando le correnti verticali sono dovute a naturali condizioni idrogeologiche (per esempio, incremento del carico idraulico con la profondità), intervenga l'« effetto pozzo » ad esaltare l'entità reale delle correnti verticali naturalmente esistenti nell'acquifero.

⁽¹³⁾ Nel caso di pozzi con correnti verticali, per ottenere dati correnti occorre quindi che gli stessi pozzi siano sistemati a « celle » provvisorie o definitive.

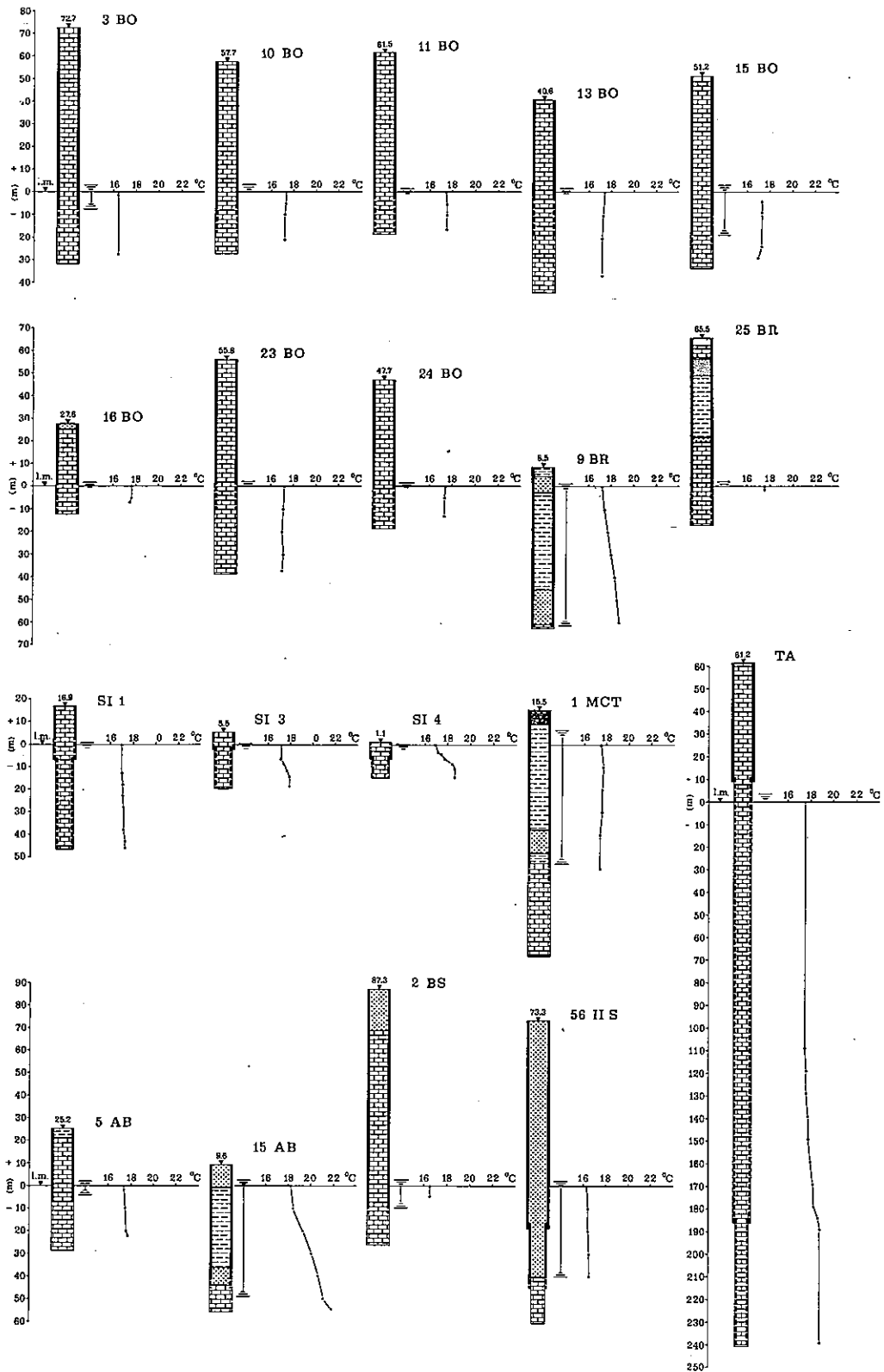
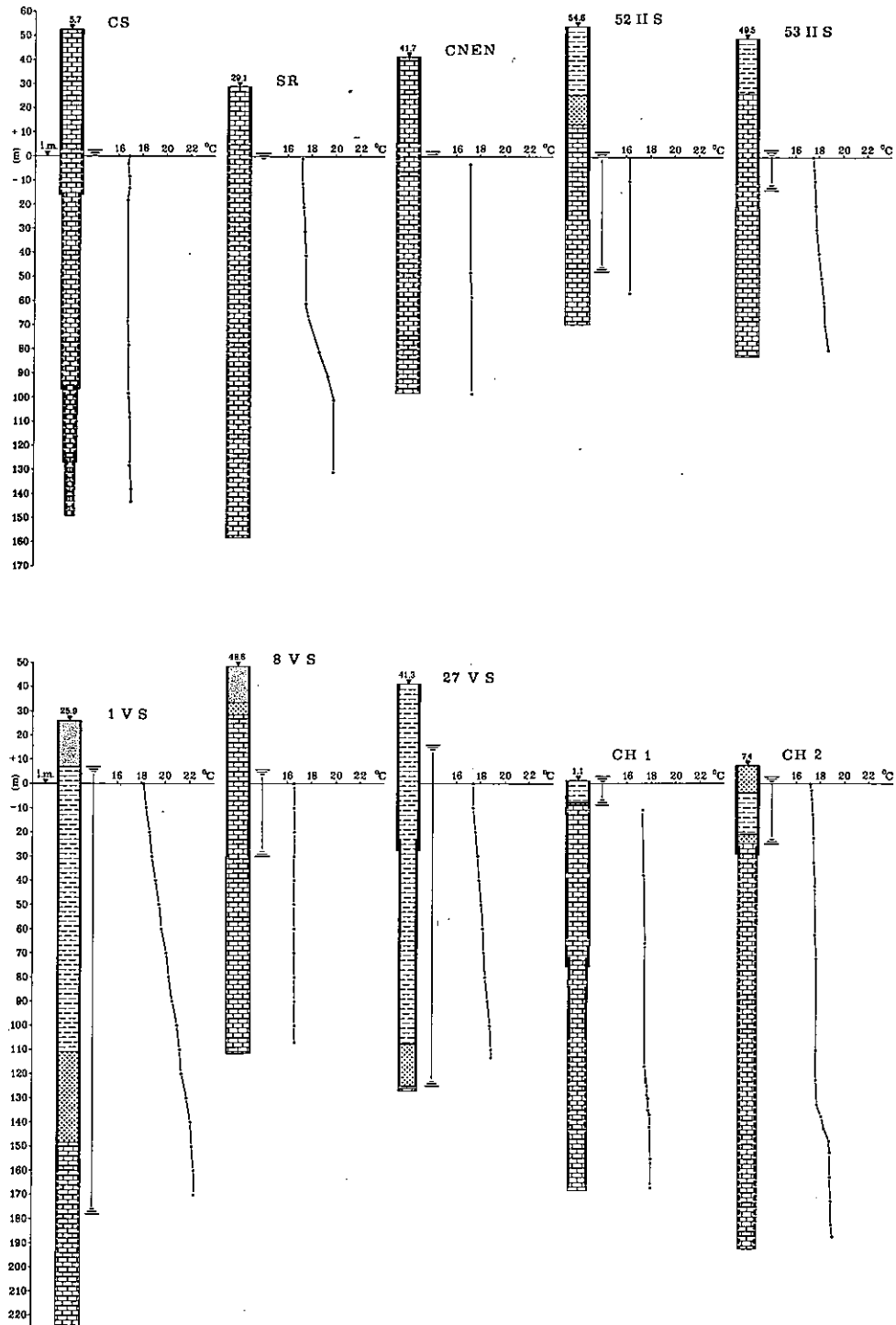
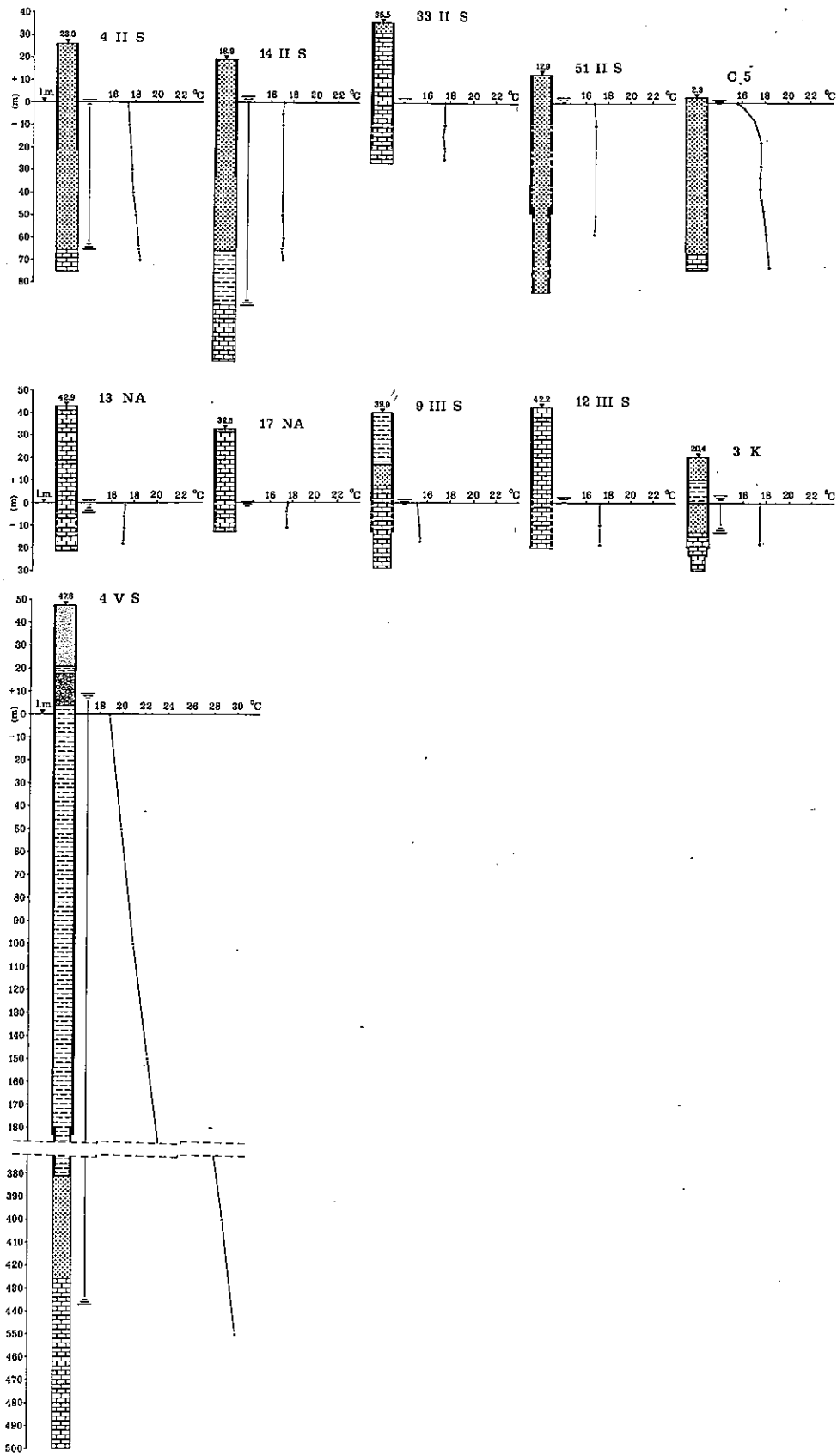


Fig. 142 — Andamento della temperatura lungo la colonna idrica dei pozzi trivellati (puntinato: sabbie; tratteggiato: argille, punteggiato: calcareniti; rettangoli: calcari e dolomie).



Segue fig. 142



Segue fig. 142

Per le ragioni su esposte è consigliabile, in assenza di notizie sull'esistenza o meno di correnti verticali (ottenibili con l'impiego di traccianti radioattivi artificiali opportunamente immessi e rivelati), essere molto cauti nel prendere in considerazione le temperature (e per le composizioni chimiche ed isotopiche) dell'acqua dei pozzi presentanti un gradiente termico nullo.

Pozzi con un « gradino » di temperatura

Si è prima detto che i pozzi trivellati possono presentare temperature (e composizioni chimiche ed isotopiche) pressoché livellate con la profondità; alcuni di questi pozzi, alla profondità dell'interfaccia acqua di falda-acqua marina d'invasione continentale, mostrano « un gradino » di temperatura più o meno marcato e quindi, a profondità maggiori, un gradiente termico positivo (ad esempio: pozzo CH 2 di fig. 142). Poiché l'interfaccia sta ad indicare la separazione delle acque di falda in movimento, per deflusso naturale (sia esso orizzontale o con componente verticale) oppure per deflusso provocato da « effetto pozzo », dalle sottostanti acque marine di invasione continentale, praticamente ferme, è da ritenere che la mobilità delle acque di falda, asportando a tetto dell'interfaccia tutto o quasi il calore proveniente dall'interno della terra, produca la formazione di un « gradino » di temperatura, tanto più marcato quanto maggiore è la velocità di filtrazione o la velocità della corrente verticale ascendente lungo la colonna idrica del pozzo.

8.1.3. Interpretazione dei dati di temperatura

Come si è detto, dall'andamento delle isoterme medie dell'acqua in prossimità della superficie della falda (fig. 138) appare che la temperatura è più elevata lungo le fasce costiere; si è inoltre notato che i pozzi a gradiente nullo sono generalmente ubicati alle maggiori distanze dalle coste, mentre quelli con gradiente positivo o con « gradino » di temperatura si trovano generalmente lungo le fasce costiere. Questi fatti inducono a pensare sia ad una possibile influenza termica del mare che ad un riscaldamento progressivo delle acque dovuto alla residenza nell'acquifero.

A) Influenza termica esercitata dal mare

Per quanto riguarda l'influenza termica del mare, è ben noto [17] che la temperatura media degli oceani supera di circa 3°C quella dei continenti; in particolare la temperatura media del Mediterraneo supera di circa 2°C quella della penisola italiana [10].

Da quanto sopra, tenendo conto del gradiente geotermico medio in terra e della distribuzione verticale della temperatura media nei mari interni, risulta che lungo le coste, fino alla profondità di 20-25 metri dal livello mare, esiste un flusso di calore dal mare verso la terra (fig. 143).

Ovviamente il fenomeno risente sia delle variazioni di livello marino che di quelle climatiche e dipende dalla diffusività termica del terreno.

In assenza di osservazioni sistematiche della temperatura dei tratti di mare circostanti la Penisola Salentina (¹⁴), che, permettendo di ottenere le temperature medie annue, consentano una valutazione dell'ordine di grandezza della perturbazione di temperatura lungo le coste, si consideri il caso ideale di un mare poco profondo ed a fondo piatto che abbia una temperatura costante di T°C superiore a quella della terra.

(¹⁴) Le misure in Mar Ionio sono limitate ad una crociera estiva [8] e quelle nel Mare Adriatico riguardano solo la parte settentrionale, fino all'altezza del Gargano [14, 16].

In condizioni stazionarie, la distribuzione di temperatura in questo caso è data da J.C. JAEGER [9]:

$$T(x, y, z) = \frac{z T_0}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} dx' \int_0^{\infty} \frac{dy'}{[Z^2 + (x-x')^2 + (y-y')^2]^{3/2}} =$$

$$= T_0 \left[\frac{1}{2} + \frac{1}{\pi} \operatorname{arctg} \left(\frac{y}{z} \right) \right],$$

avendo assunto la superficie terrestre come piano $Z = 0$ e su questo piano la temperatura $T_0 = \text{costante}$ per $y > 0$ (mare) ed uguale a zero per $y < 0$ (terra) ⁽¹⁵⁾.

Nella figura 144, rappresentante la distribuzione delle isoterme nel caso di $T_0 = 1^\circ\text{C}$, appare chiaramente la direzione del flusso di calore.

L'influenza termica del mare è stata dimostrata con misure di temperatura effettuate in pozzi perforati in argille sulla costa della Toscana: è stata osservata una perturbazione sul gradiente geotermico di circa $1^\circ\text{C}/100$ metri e $0,3^\circ\text{C}/100$ metri rispettivamente a 400 e 1.400 metri dal mare [7].

Una conferma del fenomeno lungo la costa ionica salentina si ottiene considerando le temperature misurate in diverse stagioni nei pozzi perforati SI 1, SI 3 e SI 4, situati rispettivamente a distanze dal mare di m 600, 220 e 18 (tab. 20 e fig. 138). In figura 145 appare come le isoterme medie delle acque sotterranee (periodo dicembre 1967 - settembre 1969; n. 9 misure) si innalzano procedendo da terra verso mare; il fenomeno, al quale si sovrappone l'influenza della residenza delle acque nel terreno (di cui al paragrafo che segue), indica un flusso di calore proveniente dal mare, almeno fino alla profondità di m 20 sotto il livello marino, e decrescente procedendo verso terra.

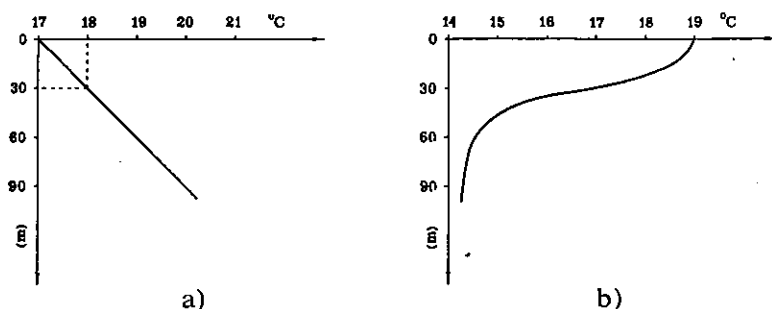


Fig. 143 — Confronto fra la distribuzione verticale delle temperature in terra (a) ed in mare (b).

⁽¹⁵⁾ Il modello fisico matematico sopra esposto si adatta bene al caso di coste costituite da rocce praticamente impermeabili (come ad esempio, le argille affioranti a SE di Taranto e di Brindisi; fig. 2), per le quali si possa tenere conto della sola conduzione.

Lungo le coste in rocce permeabili (come, ad esempio, nei sedimenti carbonatici del Cretaceo affioranti nella zona di Porto Cesareo; fig. 138), si sovrappone al fenomeno della conduzione quello della convezione. Può valere allora un modello analogo a quello proposto da F. MONGELLI [12] per i livelli profondi, dove il continente riscalda il mare, ma a ruoli invertiti; ne consegue che il fenomeno del trasporto di calore risulta più cospicuo.

B) *Temperatura delle acque di falda in rapporto all'alimentazione e alla circolazione idrica sotterranea*

Per quanto riguarda l'accennata possibilità di riscaldamento progressivo dell'acqua nel terreno, si esaminano nelle pagine che seguono i percorsi sotterranei seguiti dall'acqua, a partire dalle zone di alimentazione fino a quelle di efflusso a mare.

Si è già detto che la temperatura delle acque di pioggia che si infiltrano (piogge del semestre autunno-invernale) è di 9-10°C, considerevolmente inferiore a quella media annua delle acque prossime alla superficie freatica, che pure variano da luogo a luogo entro un ampio intervallo (tra 14,0 e 17,5°C; fig. 138). E' logico quindi attendersi che le acque di falda prossime alla superficie freatica, presentanti i più bassi valori della temperatura, si rinvengano nelle aree direttamente alimentate da acque di infiltrazione e siano nello stesso tempo sufficientemente mobili per non entrare in equilibrio termico col terreno. Al contrario, le acque a temperatura più elevata devono occupare aree non direttamente alimentate da acque di infiltrazione e nello stesso tempo devono essere poco mobili o aver percorso un lungo cammino sotterraneo, in modo da poter assumere una temperatura prossima a quella del terreno.

E' quest'ultimo certamente il caso dell'area situata ad est di Mesagne, presentante temperature alla superficie della falda maggiori di 17°C; nella stessa area infatti le acque sotterranee, come mostrano le osservazioni idrogeologiche, non sono alimentate da infiltrazione diretta ma da deflussi sotterranei provenienti dall'esteso affioramento calcareo e dolomitico situato a NO di Mesagne (fig. 2), come appare dall'andamento delle isofreatiche (fig. 138).

A ovest di Lecce si estende una vasta zona con acque aventi alla superficie una temperatura inferiore a 17°C; in particolare, in corrispondenza dello spartiacque sotterraneo la temperatura scende a valori inferiori a 16°C (fig. 138). Le osservazioni idrogeologiche indicano che la zona è essenzialmente alimentata per infiltrazione diretta di acque meteoriche autunno-invernali.

A questo proposito è altamente significativo che proprio in corrispondenza dello spartiacque, ove sono contenute le acque a minor tempo di residenza nel terreno e dove non giungono deflussi sotterranei caldi per lunga residenza nel terreno da NO e da SE, si abbiano le minori temperature delle acque di falda. Nei pozzi a scavo situati in corrispondenza dello stesso spartiacque (pozzi 44, A 47, A 50, A 72, A 84 e A 129) e nei pozzi 20, 60 e 257, pure a temperatura media annua dell'acqua in prossimità della superficie della falda inferiore a 16°C, la temperatura media dell'aria, pur con le limitazioni anzidette abbastanza rappresentative della temperatura del terreno, rilevata nei pozzi a scavo durante i mesi di luglio e settembre tra m 20 dal piano campagna e la superficie freatica (profondità media dal piano campagna m 27, in pratica ad una profondità che non risente sensibilmente delle variazioni stagionali della temperatura esterna), è di 15,2°C, contro 12,9°C per il mese di gennaio (tab. 17). Si noti che 15,2°C durante i mesi di luglio e settembre costituisce un valore molto basso, nettamente inferiore non solo alla temperatura media dell'aria atmosferica del semestre primaverile-estivo (21,6°C), ma anche a quella media annuale (16,8°C). E' evidente quindi un consistente raffreddamento del terreno ad opera delle acque di infiltrazione autunno-invernali (almeno, con le limitazioni prima dette, del terreno circostante gli stessi pozzi).

A SSO di Lecce la temperatura delle acque alla superficie della falda è superiore a 17°C, nonostante l'alimentazione ad opera di acque di infiltrazione autunno-invernali; quanto sopra è dovuto ad apporti di acque sotterranee da SE, come indica l'andamento delle isofreatiche, calde per lungo percorso sotterraneo e quindi per prolungata residenza nel terreno. Le maggiori temperature (17,5-18,5°C) si misurano in corrispondenza delle manifestazioni sorgentizie costiere, dove peraltro si sovrappone la influenza termica positiva del mare, in corrispondenza quindi dei massimi percorsi sotterranei.

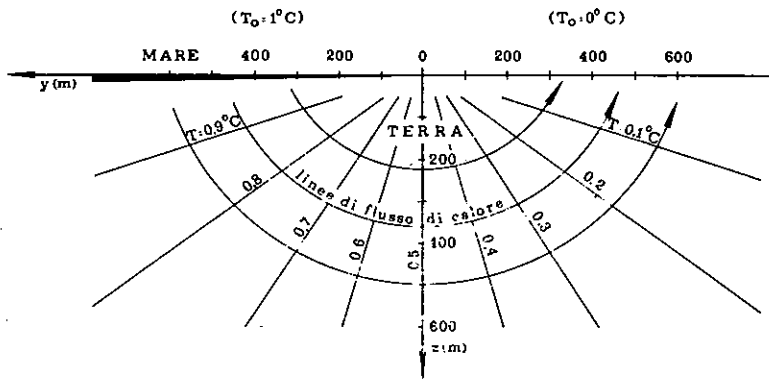


Fig. 144 — Andamento delle linee di flusso di calore nel caso ideale di un mare poco profondo ed a fondo piatto, che abbia una temperatura costante superiore di 1°C a quella della terra (si prescinde dal gradiente geotermico).

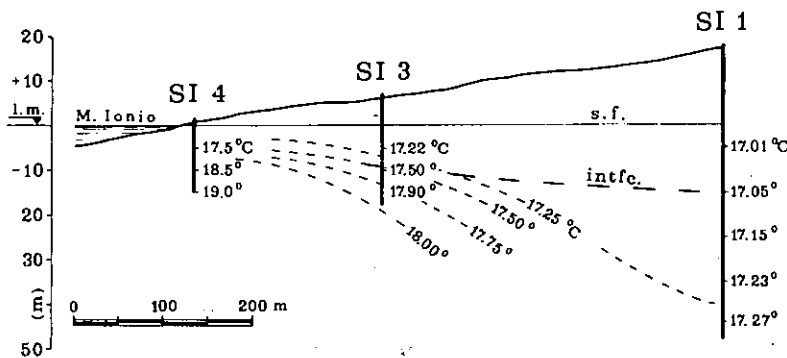


Fig. 145 — L'andamento delle isoterme medie delle acque sotterranee, tracciate su di una sezione perpendicolare alla costa nella zona di S. Isidoro (km 5 SSE di Porto Cesareo; fig. 138, indica un flusso di calore dal mare verso terra (s.f.: superficie freatica; intfc: interfaccia acqua di falda-acqua marina di invasione continentale).

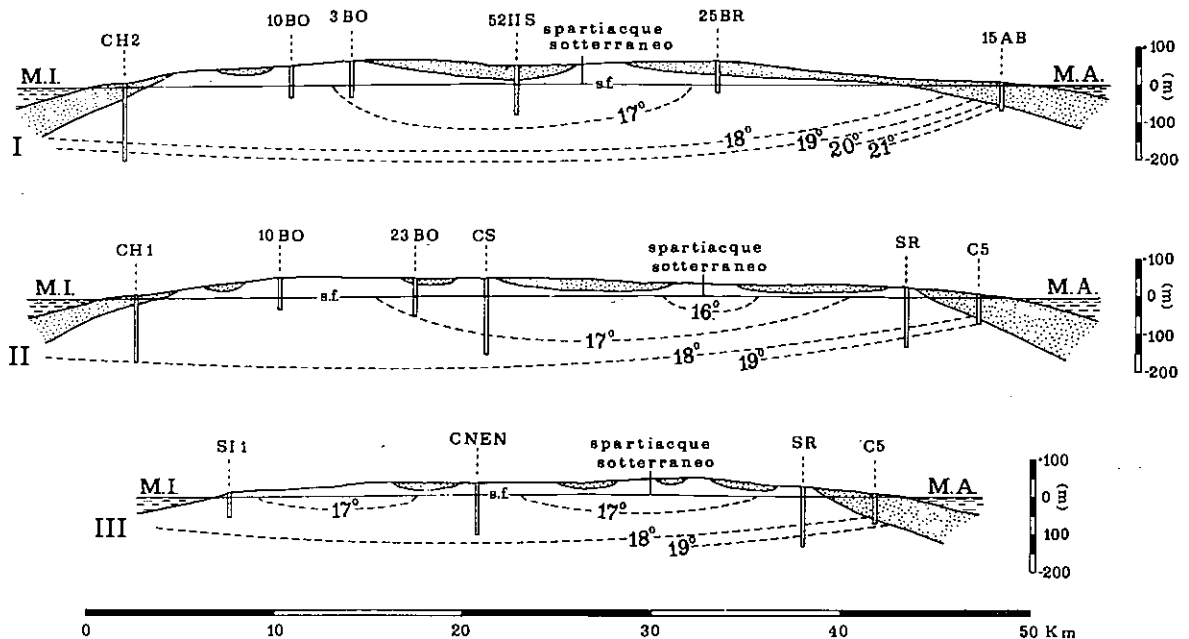


Fig. 146 — Sezioni geologiche schematiche indicanti l'andamento delle isoterme nelle acque sotterranee. Il tracciato delle sezioni è indicato in fig. 138. In bianco: calcari e dolomie del Cretaceo, sede di falda acquifera; punteggiato: terreni mio-plio-quadernari (calcareniti e/o argille), in genere scarsamente permeabili o praticamente impermeabili; s.f.: superficie freatica (o piezometrica); linee tratteggiate: isoterme (°C); M.A.: Mar Adriatico; M.I.: Mare Ionio.

Dalle considerazioni che precedono emerge che il tempo di residenza dell'acqua nel terreno gioca un ruolo fondamentale sulla temperatura delle acque sotterranee. Ad un tempo di residenza maggiore, ovviamente a parità di altre condizioni (quali conducibilità termica delle rocce, influenza termica del mare, ecc.), corrisponde una maggiore temperatura delle acque per azione del flusso di calore terrestre; la temperatura risulta quindi tanto maggiore quanto più lungo è il percorso sotterraneo e, a parità di lunghezza di percorso, quanto minore è la velocità di deflusso.

Per quanto riguarda le direzioni prevalenti dei deflussi sotterranei, si è già messo in evidenza, attraverso l'esame delle temperature delle acque sotterranee, l'esistenza di deflussi sotterranei da NO verso l'area situata ad est di Mesagne e da SE verso quella situata a SSO di Lecce. Per quanto concerne invece l'area estendentesi ad ovest di Lecce, è ovvio che, a partire dalla striscia a più basse temperature, coincidente con lo spartiacque sotterraneo, le acque si dipartono da un lato verso SO e dall'altro verso NE, verso le zone a temperatura maggiore.

Dalle sezioni schematiche di figura 146, sulle quali sono riportate le isoterme più significative, appare che il gradiente geotermico della Penisola Salentina è positivo. Inoltre, in conseguenza dell'influenza del mare lungo le fasce costiere e del calore sottratto dalle acque di infiltrazione e di falda al flusso geotermico, le isoterme risultano concave verso l'alto e tanto più abbassate quanto maggiore è l'assorbimento di calore, in pratica dove maggiori sono l'alimentazione diretta (nella zona dello spartiacque sotterraneo) e la mobilità delle acque di falda (in prossimità delle aree a forti efflussi a mare).

Si vedano in proposito gli abbassamenti delle isoterme in corrispondenza dello spartiacque sotterraneo (fig. 146) e dei forti efflussi a mare della sorgente Chidro (parte sinistra delle sezioni I e II di figura 146).

Al contrario, le isoterme si addensano nella parte destra della sezione I dove:

- le acque di falda sono scarsamente mobili perché gli efflussi a mare sono sbarrati da un mantello di argille praticamente impermeabili;
- l'alimentazione delle acque di falda per infiltrazione di acque meteoriche, fredde perché autunno-invernali, è assente (fig. 138);
- affiora un mantello di argille a conduttività termica minore di quella dei sottostanti terreni carbonatici.

Non è possibile affermare a priori quale dei due effetti, influenza termica del mare e calore sottratto dalle acque al flusso geotermico, sia preponderante sull'altro. In linea generale, per quanto riguarda l'area centrale della penisola, avviene che lungo la costa ionica si hanno maggiori velocità di deflusso (minore riscaldamento per residenza) e maggiore permeabilità delle rocce (maggiore riscaldamento per influenza del mare). Il contrario accade lungo la costa adriatica.

C) Stazionarietà dei regimi termico e idrologico

L'elemento fondamentale emergente dall'esame dei dati raccolti è costituito dal fatto che le superfici isoterme della falda, sia in prossimità della superficie freatica (salvo deboli variazioni stagionali) che in profondità, rimangono sostanzialmente invariate nel tempo; la propagazione del calore avviene essenzialmente in regime stazionario; in altre parole, gli efflussi a mare (a temperatura pressoché costante ed in media quantitativamente uguali all'alimentazione della falda), trasportano in media annualmente una quantità di calore pari a quella necessaria per portare la temperatura delle acque di infiltrazione (9-10°C) alla temperatura degli efflussi a mare (circa 18°C). Detta quantità di calore è fornita in parte dal mare ed in parte, forse la maggiore, dal terreno; quest'ultimo fornisce calore all'acqua non solo durante il percorso in falda (flusso geotermico) ma anche durante il percorso attraverso il terreno, che costituisce ad un tempo la zona di aerazione e di eterotermia stagionale (calore di origine solare): le acque di infiltrazione, prima di giungere in falda, attraversano in-

fatti, durante il periodo autunno-invernale, terreni più caldi delle stesse acque.

Si è detto che, rimanendo le temperature delle acque di falda sostanzialmente invariate nel tempo, il regime termico è in pratica stazionario. Il fatto sta ad indicare che il regime idrologico è pure stazionario; in altre parole, che in media defluisce annualmente a mare la quantità di acqua che si infila; il che comporta un tasso di rinnovamento della falda, inteso come rapporto tra la portata media annuale globale della falda ed il volume medio annuale della riserva idrica sotterranea e rappresentante quindi la frazione della riserva idrica totale rinnovata in media annualmente, piuttosto piccolo, corrispondente ad una falda avente buona capacità regolarizzatrice pluviennale.

Tutto quanto sopra esposto prescinde dalla influenza che gli attuali attingimenti possono esercitare sull'equilibrio idrologico della falda stessa, partendo anzi dall'ipotesi, ragionevole alla luce delle attuali conoscenze, che essi possono provocare solo localmente disturbo quando molto concentrati e di notevole entità. Tali effetti di disturbo all'equilibrio della falda da parte degli emungimenti sono comunque attualmente oggetto di studi di maggior dettaglio.

8.2. Contenuti isotopici delle acque di falda

Le ricerche condotte attraverso la determinazione degli isotopi ambientali hanno avuto principalmente lo scopo di circostanziare i rapporti tra mare ed acque sotterranee nel tempo.

In relazione alle possibilità di inquinamento delle acque sotterranee ad opera del

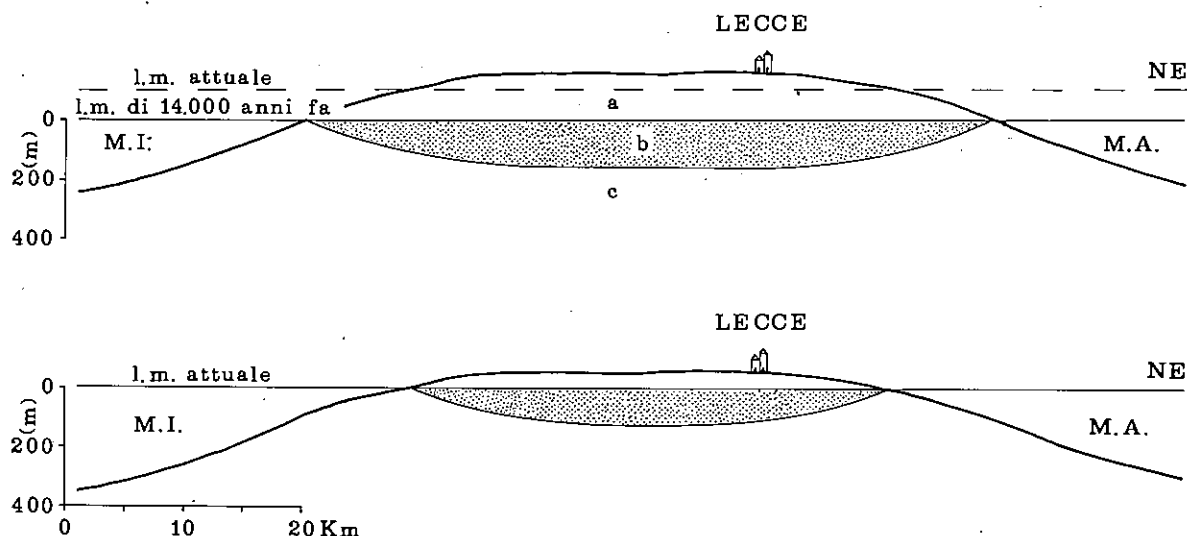


Fig. 147 — Sezioni schematiche della Penisola Salentina mostrandoti la potenza e l'estensione delle acque sotterranee dolci e salmastre sia attuali (in basso), che al tempo dell'ultimo massimo regressivo (in alto).

mare, acquista particolare significato la valutazione del ricambio dell'acqua sotterranea di origine marina lungo i tratti di costa ove affiorano terreni molto permeabili, specialmente se presenti « estavelle. » marine (v. par. 7.1).

Per una migliore comprensione dei risultati ottenuti con le ricerche compiute con gli isotopi ambientali, si rimanda alle notizie sulla idrogeologia della Penisola Salentina (v. cap. 2) ed a studi effettuati sul Gargano [3].

8.2.1. Paleoidrogeologia della Penisola Salentina

E' noto che nel Pleistocene superiore si sono verificati importanti variazioni di quota del livello mare dovute al glacioeustatismo, localmente anche alla tettonica. Per la Penisola Salentina si hanno nelle grandi linee notizie sui movimenti relativi tra mare e continente durante il Tirreniano e l'Olocene [5]. In particolare, al tempo dell'ultimo massimo regressivo, verificatosi circa 14.000 anni fa, il mare si trovava circa 100 metri al di sotto del livello attuale (fig. 8). A partire da quel tempo iniziava la trasgressione flandriana, che portava il livello del mare alla quota attuale. Tale innalzamento del livello mare riduceva nella Penisola Salentina all'incirca di un terzo la distanza tra i mari Ionio ed Adriatico e quindi dello stesso valore anche la potenza delle acque sotterranee dolci e salmastre, che è notoriamente funzione diretta della distanza della costa (fig. 147). All'innalzamento del livello mare ha corrisposto quindi durante il Flandriano la riduzione a meno della metà del volume dell'acqua sotterranea dolce e salmastra; per conseguenza, mentre da un lato gli efflussi a mare erano in media maggiori di quelli corrispondenti alla alimentazione, dall'altro lato si verificava, per compensare la forte riduzione di volume delle acque sotterranee dolci e salmastre, sia l'innalzamento delle sottostanti acque marine sotterranee che l'ingressione di acqua di mare.

8.2.2. Ricerche con isotopi ambientali

In tabella 21 sono riportati alcuni dati sul chimismo e i dati isotopici relativi a δO^{18} , δD , δC^{13} e C^{14} delle acque campionate ⁽¹⁰⁾.

Nelle sezioni A e B di figura 148 sono riprodotti i dati isotopici del Mar Ionio, del mare Adriatico, delle acque prelevate a varie profondità in numero 6 pozzi raggiungenti le acque marine sotterranee delle sorgenti carsiche Chidro (CH.) e Idume (ID.). I campioni di acqua dei pozzi sono stati prelevati in assenza di correnti verticali, tranne il campione di acqua dolce del pozzo C 5.

Nella cartina di figura 148 sono indicati: le ubicazioni dei pozzi e delle sorgenti; i tracciati delle sezioni A e B della stessa figura; i dati isotopici della sorgente Boraco (BR.); le ubicazioni ed i dati isotopici di numero 3 piccole sorgenti sgorganti da modeste falde sospese: sorgente Montalieri (MT.), Fonte Pliniana (PL.), sorgente Tre Fontane (TRF).

A) Ossigeno-18 e Deuterio

Le acque sotterranee sospese presentano contenuti medi δO^{18} e δD pari rispettivamente a $-5,7\%$ ed a $33,6\%$ rispetto allo SMOW ⁽¹⁷⁾. Si tratta di valori di poco in-

⁽¹⁰⁾ Le determinazioni di O^{18} e D sono state effettuate da M.me L. MERLIVAT, Department de Recherches et Analyses, CEN Saclay; quelle di C^{14} da M. R. MARGRITA, Service d'Application des Radioéléments et du Rayonnement, CEN-Grenoble; quelle di C^{13} da M.me C. PACHIAUDI, Institut de Physique Nucléaire-Lyon.

⁽¹⁷⁾ Standard Mean Ocean Water (SMOW).

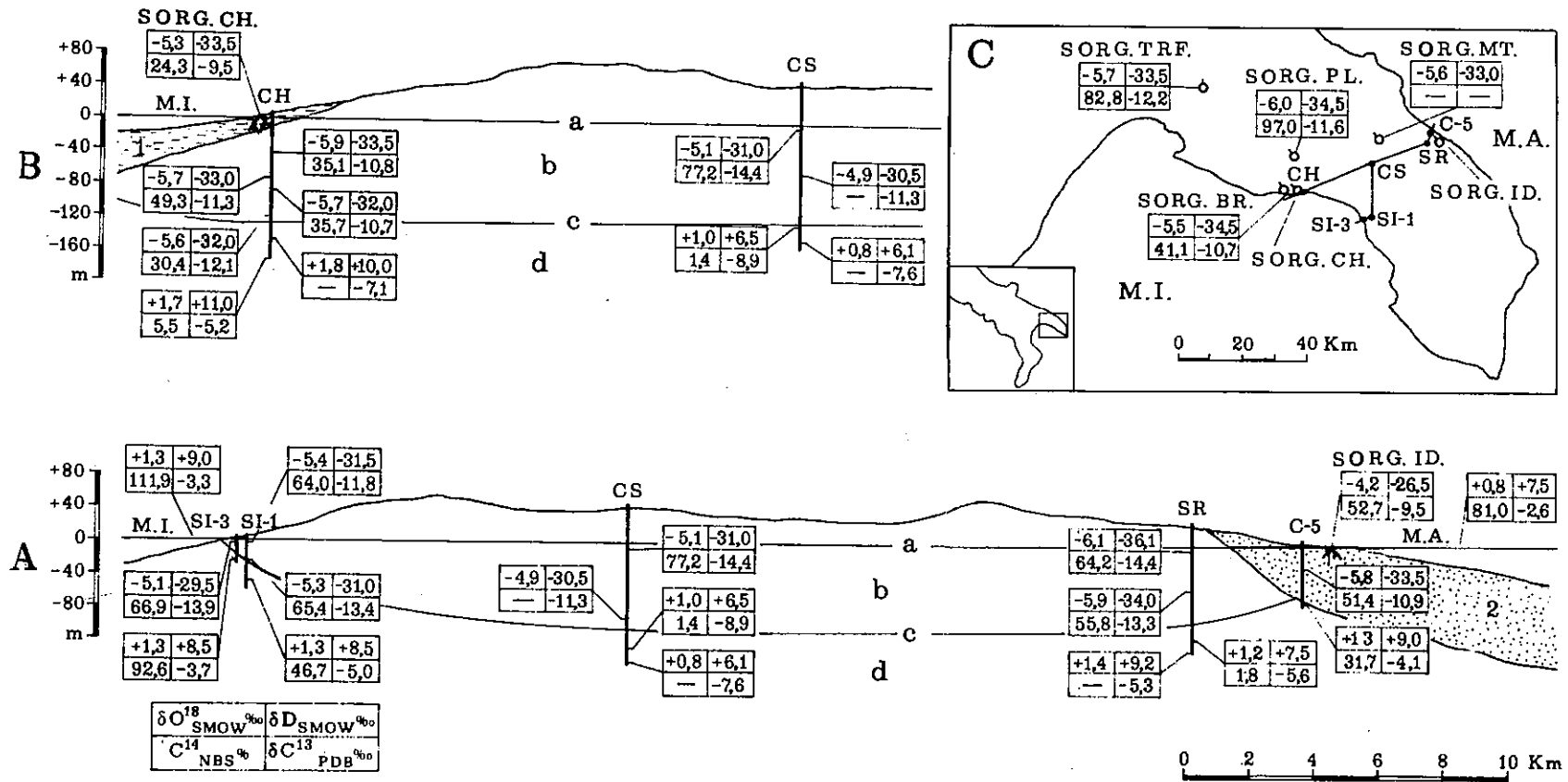


Fig. 148 — Ubicazione dei pozzi e delle sorgenti e sezioni schematiche con l'indicazione dei dati isotopici (M.I.: Mar Ionio; M.A.: Mare Adriatico; a: livello freatico o piezometrico; b: acque di falda dolci o salmastre; c: interfaccia; d: acque marine sotterranee).

TAB. 21 — Dati sulla composizione chimica ed isotopica delle acque della penisola salentina.

N°	DENOMINAZIONE	DATA	t (°C)	pH	Cl ⁻ (meq/l)	HCO ₃ ⁻ (meq/l)	CO ₃ ⁻ (meq/l)	CO ₂ indip. (mM/l)	CO ₂ libera (meq/l)	ΣC (mM/l)	α	δ ¹⁸ SMOW (%)	δD SMOW (%)	H ³ (UT)	δC ¹³ PDB ΣC (%)	C ¹⁴ ‰ (NBS)	ETA' apparente (anni)	ETA' corretta (anni)
1	SORGENTE BORACO	9. 2.1971	17.4	7.00	29.2	5.94	-	0.63	5.66	5.8	0.74	-5.5	-34.5	20.1±1.3	-10.70±0.5	41.1±0.8	7.142	4.729
2	POLLA CANALE CHIDRO	3. 2.1971	18.4	7.40	59.8	6.15	-	0.56	5.15	5.6	0.73	-5.3	-33.5	17.0±3	- 9.50±0.5	24.3±0.7	11.364	8.833
3	POLLA IDUME	14. 7.1971	18.2	7.24	114.8	4.29	-	0.25	4.01	4.1	0.74	-4.2	+26.5	12.8±0.9	- 9.54±0.5	52.7±0.8	5.145	2.728
	POZZO CH-1																	
4	m 40	2. 2.1971	17.4	7.07	39.5	6.23	-	0.98	5.47	5.8	0.73	-5.9	-33.5	-	-10.80±0.5	35.1±0.7	8.410	5.879
5	m 69	2. 2.1971	17.5	7.17	42.0	6.24	-	0.88	4.86	5.5	0.72	-5.7	-33.0	-	-11.30±0.5	49.3±0.7	5.681	3.039
6	m 86	3. 2.1971	17.5	7.05	54.9	6.20	-	0.73	4.80	5.5	0.72	-5.7	-32.0	-	-10.70±0.5	35.7±0.7	8.274	5.632
7	m 118	2. 2.1971	17.5	6.97	55.2	6.12	-	1.20	6.98	6.5	0.77	-5.6	-32.0	-	-12.10±0.5	30.4±0.7	9.565	7.461
8	m 147	30. 7.1971	17.9	6.70	594.9	2.40	-	0.12	2.20	2.3	-	+1.8	+10.0	-	- 7.09±0.5	-	-	-
9	m 170	30. 7.1971	18.0	7.27	594.5	2.53	-	0.22	1.17	1.9	-	+1.7	+11.0	-	- 5.17±0.5	5.5±0.2	-	23.298
	POZZO CH-2																	
10	m 135	28. 9.1973	17.8	-	41.9	-	-	-	-	5.2	-	-6.0	-34.8	-	-10.50±0.5	-	-	-
11	m 165	28. 9.1973	18.9	-	584.7	-	-	-	-	-	-	+1.4	+ 9.4	-	- 5.40±0.5	-	-	-
12	m 187	28. 9.1973	19.0	-	589.3	-	-	-	-	-	-	+1.1	+10.1	-	- 1.70±0.5	-	-	-
	POZZO SI-4																	
13	m 2.50	13.10.1973	17.1	7.34	89.8	5.03	-	0.21	3.37	4.7	0.69	-	-	-	-13.00±0.5	-	-	-
14	m 11.50	13.10.1973	18.6	7.61	582.8	2.23	-	0.03	1.77	2.0	-	-	-	-	- 6.20±0.5	-	-	-
	POZZO SI-2																	
15	m 19	9. 7.1971	17.0	7.26	31.9	5.54	-	0.59	5.16	5.3	0.74	-5.4	-31.5	-	-11.84±0.5	64.0±0.8	3.585	1.164
	POZZO SI-1																	
16	m 30	9.7.1971	17.0	7.06	44.0	5.63	-	0.67	5.97	5.8	0.76	-5.3	-29.5	-	-13.40±0.5	65.4±0.8	3.411	1.211
17	m 40	13. 7.1971	17.1	7.40	581.9	2.36	-	0.08	1.44	1.9	-	+1.3	+ 8.5	-	- 5.00±0.05	46.7±0.7	-	6.116

N°	DENOMINAZIONE	DATA	t (°C)	pH	Cl ⁻ (meq/l)	HCO ₃ ⁻ (meq/l)	CO ₃ ⁻ (meq/l)	CO ₂ indip. (mM/l)	CO ₂ libera (meq/l)	ΣC (mM/l)	α	δ ¹⁸ SMOW ‰	δD _{SMOW} ‰	H ³ (UT)	δC ¹³ PDB ΣC ‰	C ¹⁴ ‰ (NBS)	ETA' apparente (anni)	ETA' corretta (anni)
18	POZZO SI-3 m 9	13. 7.1971	17.2	7.17	55.4	5.48	-	0.63	4.72	5.1	0.73	-5.1	-31.0	-	-13.93±0.5	66.9±0.8	3.229	704
19	m 19	13. 7.1971	17.9	7.25	580.2	2.40	-	0.13	1.00	1.7	-	+1.3	+ 8.5	-	- 3.70±0.5	92.6±0.9	-	attuale
	POZZO CASAUTE																	
20	m 56	23. 2.1971	16.8	-	2.3	4.37	-	0.26	2.93	3.6	0.70	-5.1	-31.0	-	-14.37±0.5	77.2±0.8	2.078	attuale
21	m 108	24. 2.1971	16.8	-	37.8	5.00	-	0.33	3.20	4.1	0.70	-4.9	-30.5	-	-11.30±0.5	-	-	-
22	m 175	25. 2.1971	17.1	-	562.3	2.68	-	0.12	-	-	-	+1.0	+ 6.5	18.0± 1	- 8.87±0.5	1.4±1.4	-	34.290
23	m 184	6.12.1972	17.1	-	565.2	-	-	-	-	2.5	-	-	-	-	- 7.60±0.05	-	-	-
	POZZO SURBO																	
24	m 30	17. 2.1971	17.2	7.00	7.3	4.93	-	0.60	5.37	5.1	0.76	-6.4	-28.0	15.6±0.8	-14.40±0.5	64.2±2.4	3.559	1.352
25	m 70	18. 2.1971	17.5	7.00	12.3	4.79	-	0.40	4.41	4.6	0.74	-5.9	-34.0	-	-13.32±0.5	55.8±2	4.686	2.268
26	m 146	19. 2.1971	19.4	-	587.3	2.95	-	0.31	1.95	2.3	-	+1.2	+ 7.5	-	- 5.61±0.05	1.8±0.6	-	32.271
27	m 154	5.12.1972	19.4	-	584.3	-	-	-	-	2.5	-	-	-	-	- 5.29±0.05	-	-	-
	POZZO C-5																	
28	m 33	14. 7.1971	16.6	7.27	15.4	4.59	-	0.38	3.81	4.2	0.73	-5.8	-33.5	37.0±4	-10.90±0.5	51.4±0.8	5.346	2.819
29	m 70	14. 7.1971	18.4	7.40	581.5	2.46	-	0.13	2.14	2.3	-	+1.3	+ 9.0	31.0±2	- 4.09±0.05	31.7±0.7	-	9.228
30	SORGENTE PLINIO	4. 1.1972	16.2	7.78	1.2	3.25	-	0.05	3.85	3.5	0.77	-6.0	-34.5	336.0±12	-11.6 ±0.05	97.0±0.6	244	attuale
31	SORGENTE TRE FONTANE	4. 1.1972	15.0	7.15	1.6	4.82	-	0.36	4.18	4.5	0.73	-5.7	-33.5	359.0±12	+12.2 ±0.05	82.8±0.8	1.516	attuale
32	SORGENTE MONTALIERI	11. 1.1972	14.1	7.70	2.3	5.40	-	0.08	3.60	4.5	0.70	-5.6	-33.0	316.0±10	-	-	-	-
33	MARE IONIO	13. 7.1971	-	8.03	593.2	2.42	0.35	-	0.63	1.4	-	+1.3	+ 9.0	54.0±5	- 3.30±0.5	111.9± 1.	-	attuale
34	MARE ADRIATICO (BARI)	7.12.1972	-	8.01	594.5	2.41	0.26	-	-	-	-	-1.1	+ 7.0	135.0±6	- 1.77±0.05	82.0±0.4	-	1.594
35	MARE ADRIATICO (LECCE)	14.10.1973	-	8.01	583.4	2.25	0.33	-	0.42	1.5	-	+0.8	+ 7.5	20.0±4	- 2.60±0.5	81.0±0.8	-	1.692

feriori a quelli medi ($\delta O^{18} = -5,4\text{‰}$, $\delta D = -32,1\text{‰}$) delle acque dolci e salmastre galleggianti sulle acque marine sotterranee.

Si è detto che le acque sovrastanti all'interfaccia sono spesso salmastre per il noto fenomeno della contaminazione dovuta alle sottostanti acque marine sotterranee. Per quanto riguarda i dati isotopici (¹⁸), dalla figura 149 appare che la relazione esistente tra i contenuti di ioni cloruro da un lato ed i valori di δO^{18} e δD dall'altro non è netta, anche se ben riconoscibile. Nella figura 150, dove sono posti in relazione i valori di δD e di δO^{18} , le acque più dolci ($Cl^- < 15 \text{ meq/l}$) non sono praticamente distinguibili da quelle meno dolci ($Cl^- = 15 \div 115 \text{ meq/l}$).

In effetti, i vari valori che concorrono a determinare nelle acque che si infiltrano nel sottosuolo il contenuto in isotopi stabili (principalmente: influenza stagionale dei contenuti isotopici e della piovosità; condizioni di infiltrazione, diffusa o concentrata, in relazione all'evaporazione delle acque di ruscellamento superficiale) sono tali da mascherare in parte nel diagramma $\delta D - \delta O^{18}$ (fig. 150) gli effetti della contaminazione dovuta alla sottostante acqua marina sotterranea. Inoltre i fattori che concorrono a determinare il chimismo delle acque che si infiltrano nel sottosuolo (principalmente: influenza della distanza dalla costa; dissoluzione durante i periodi piovosi dei sali abbandonati al suolo dalle piogge per evaporazione durante i periodi secchi) sono responsabili delle dispersioni delle coppie di valori che si osservano nei diagrammi $Cl^- - \delta O^{18}$ e $Cl^- - \delta D$ (fig. 149).

Le acque marine sotterranee hanno contenuti isotopici medi di poco superiori a quelli del mare: acque marine sotterranee, in media $\delta O^{18} = +1,31\text{‰}$, $\delta D = +8,48\text{‰}$; mare, in media $\delta O^{18} = +1,07\text{‰}$, $\delta D = +8,25\text{‰}$.

In particolare, per quanto riguarda la zona di S. Isidoro, le acque marine sotterranee ed il Mar Ionio presentano contenuti in isotopi stabili molto simili (fig. 151); i dati isotopici, in buon accordo con i risultati delle ricerche idrogeologiche, dimostrano quindi l'esistenza di un collegamento diretto tra il mare da un lato e le acque sotterranee dall'altro.

Per quanto riguarda le aree costiere, dove i rapporti tra mare ed acque sotterranee sono ostacolati da terreni irregolarmente permeabili o impermeabili, le acque

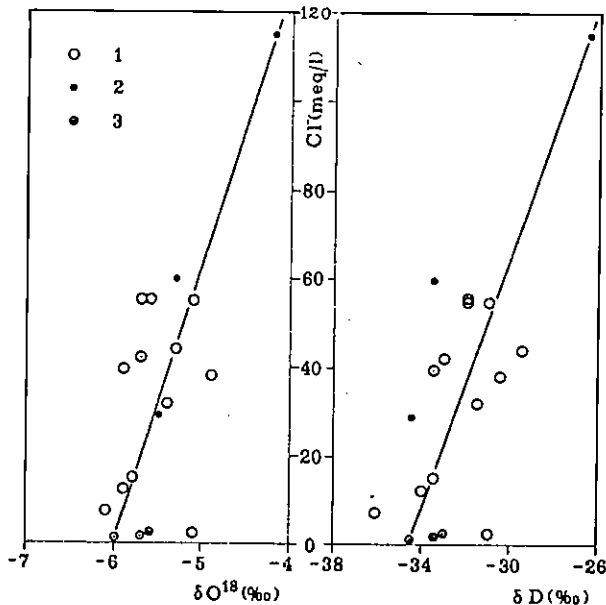


Fig. 149 — Relazione esistente fra i valori di δO^{18} e δD ed i contenuti di Cl^- per le acque sotterranee dolci e salmastre.

(¹⁸) Sullo stesso argomento si veda il riferimento bibliografico [4].

marine sotterranee dei versanti ionico ed adriatico presentano contenuti in isotopi pesanti maggiori di quelli rispettivamente del mare Ionio e Mare Adriatico (fig. 151). L'ingressione dell'acqua di mare si sarebbe avuta quindi in condizioni climatiche diverse da quelle attuali.

Le misure effettuate in alcune fra le più importanti sorgenti costiere del Gargano e in una sorgente drenante una falda superficiale di secondaria importanza mostrano una netta influenza dell'effetto altitudine sui rapporti isotopici D/H e O^{18}/O^{16} (tab. 22 e fig. 152).

Data la configurazione topografica del Gargano, l'alimentazione della falda avviene principalmente nelle aree situate ad altitudine superiore ai m 400 dove si hanno le massime altezze di pioggia [3]: per questa ragione i valori di δO^{18} e δD , relativi alle sorgenti suddette, appaiono nettamente inferiori a quelli ottenuti per le acque della Penisola Salentina.

B) Carbonio-13

Il comportamento degli isotopi del carbonio (C^{13} e C^{14}) nelle acque sotterranee è notoriamente strettamente connesso al chimismo della CO_2 e dei carbonati. Si tratta di un argomento assai complesso, tanto che molti fenomeni sono oggi ancora oscuri [2]. Per questa ragione, l'applicazione degli isotopi del carbonio allo studio delle acque sotterranee presenta numerosi aspetti incerti.

Le concentrazioni in bicarbonati ed in CO_2 libera, quindi in carbonati totali, delle acque dolci e salmastre risultano in media circa due volte quelle delle sottostanti acque marine sotterranee (19) (fig. 153). Quanto sopra in dipendenza principalmente delle differenze di chimismo, carico salino e temperatura, come è stato confermato da esperimenti di laboratorio condotti su acque sotterranee della Penisola Salentina; ad esempio, a parità di pressione parziale di CO_2 , la concentrazione in CO_2 libera nelle acque dolci è pressoché due volte quella che si misura nell'acqua salata.

Le acque marine sotterranee mostrano concentrazioni medie in bicarbonati simili a quelle del mare, ma tenori in anidride carbonica libera, e quindi in carbonati totali, nettamente superiori (fig. 153); in effetti le acque marine sotterranee sono in equili-

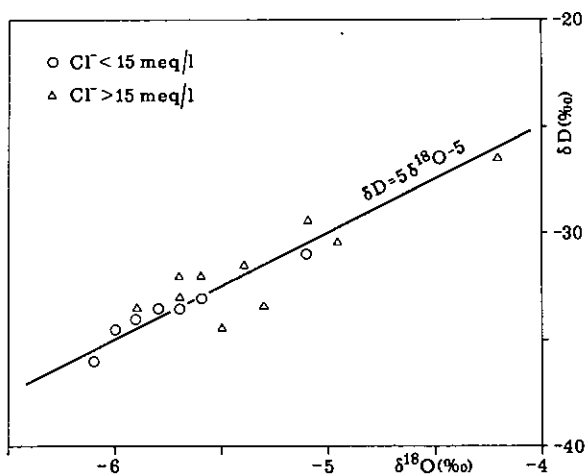


Fig. 150 — Relazione esistente fra i valori di δO^{18} e δD per le acque sotterranee dolci e salmastre della Penisola Salentina.

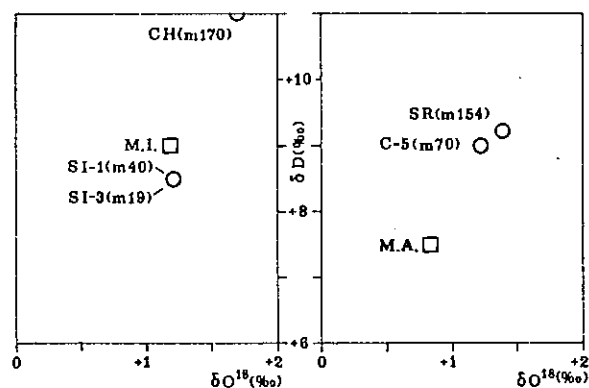


Fig. 151 — Relazione esistente tra i valori di δO^{18} e δD per le acque di mare (M.I.: Mare Ionio; M.A.: Mare Adriatico) e per le acque marine ingressive della costa ionica (pozzi: CH, SI 1 ed SI 3) e adriatica (pozzi: C 5 e SR).

(19) Le differenze di concentrazione misurate in punti tra loro vicini della stessa acqua sotterranea, sono spesso spiegabili con il fenomeno dell'arricchimento in CO_2 per maggiore mobilità dell'acqua.

Tab. 22 — Dati sulla composizione chimica ed isotopica delle acque del Gargano.

N°	DENOMINAZIONE	DATA	t (°C)	pH	Cl ⁻ (meq/l)	HCO ₃ ⁻ (meq/l)	CO ₃ ⁻⁻ (meq/l)	CO ₂ indip. (mM/l)	CO ₂ libera (meq/l)	ΣC (mM/l)	α	δO ¹⁸ SMOW ‰	δD SMOW ‰	H ³ (UT)	δC ¹³ PDB ΣC ‰	C ¹⁴ ‰ (NBS)	ETA' apparente (anni)	ETA' corretta (anni)
1	SORGENTE SIPONTO	18. 1.1971	21.7	6.98	58.1	6.37	-	0.74	4.03	5.2	0.69	-7.2	-44.5	24.1±1.5	-11.95±0.5	12.3±1	16.889	13.864
2	SORGENTE S.NAZZARIO	28. 7.1971	27.0	7.00	21.6	6.70	-	1.04	4.90	5.8	0.71	-7.5	-46.5	13.0±0.9	-12.32±0.5	44.4±0.9	6.522	3.775
3	SORGENTE BAGNO	22. 7.1971	13.3	7.32	22.5	3.95	-	0.14	3.55	3.7	0.74	-8.2	-50.0	15.1±1.0	-12.15±0.5	48.9±0.8	5.746	3.325
4	SORGENTE GROTTA VIESTE	21. 1.1971	17.7	7.10	95.8	4.70	-	0.88	3.90	4.3	0.73	-6.6	-40.5	18.3±1.2	-	57.2±0.8	4.487	1.965
5	SORGENTE CANNETO	7. 1.1972	14.2	7.70	0.7	4.54	-	0.50	4.46	4.5	0.75	-8.5	-49.0	331. ±11	-13.50±0.05	82.0±1	1.594	attuale

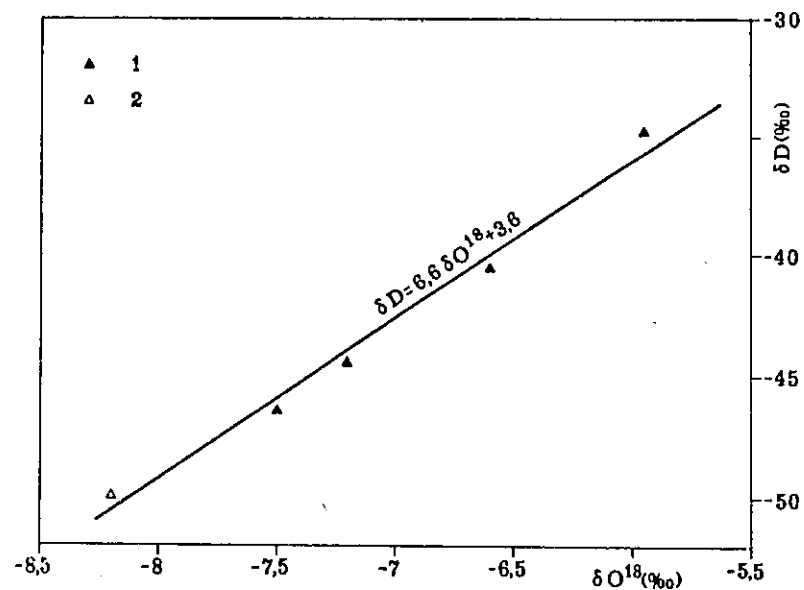


Fig. 152 — Relazione esistente fra i valori di δO¹⁸ e δD per le acque sotterranee dolci e salmastre del Gargano. (1: falda profonda; 2: falda sospesa).

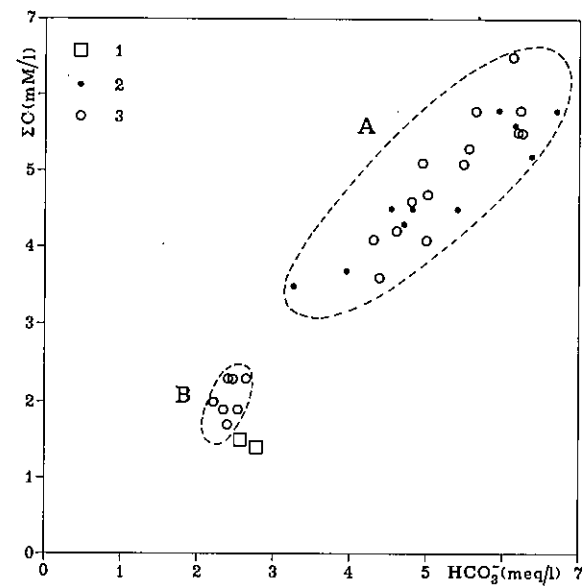


Fig. 153 — Relazione esistente fra i contenuti di carbonati totali (ΣC) e le concentrazioni di bicarbonati. (A: acque di falda dolci e salmastre; B: acque marine ingressive; 1: mari Adriatico ed Ionio; 2: sorgente; 3: pozzo).

brio con una pressione parziale di CO_2 (quella dell'aria del suolo) molto maggiore di quella dell'atmosfera, con la quale si trova in equilibrio l'acqua di mare. Dette differenze di concentrazione indicano che l'ingressione di acqua marina nel continente comporta, per la maggior pressione parziale di CO_2 dell'ambiente sotterraneo, la migrazione di CO_2 dalle acque sotterranee dolci e salmastre verso le sottostanti acque marine ingressive (fig. 153).

I dati isotopici confermano il fenomeno della migrazione dalle acque sotterranee dolci e salmastre verso le sottostanti acque marine ingressive. Il contenuto in δC^{13} delle acque marine sotterranee (in media $\delta\text{C}^{13} = -5,8\text{‰}$ rispetto allo standard PDB) (²⁰) si spiega infatti con una migrazione di CO_2 dalle acque sotterranee dolci e salmastre (mediamente $\delta\text{C}^{13} = -11,1\text{‰}$) verso le sottostanti acque di mare ingressive, aventi in origine contenuti di δC^{13} in media uguali a $-2,9\text{‰}$ (fig. 154). Si noti anche che le acque marine sotterranee mostrano una netta stratificazione del δC^{13} con la profondità; all'aumentare della profondità le acque marine sotterranee presentano contenuti maggiori di δC^{13} (pozzi CH 1, CH 2, CS e SR; fig. 148 e tab. 21).

I fenomeni di dispersione idrodinamica, e subordinatamente di diffusione molecolare, dovuti alle oscillazioni dell'interfaccia — conseguenti all'alimentazione stagionale e alle oscillazioni del livello mare per moti di marea e per cambiamenti di pressione atmosferica — alle differenze di densità dell'acqua in relazione alla temperatura ed alle differenze di permeabilità in relazione all'esistenza di vie di acque sotterranee preferenziali, determinano la contaminazione salina delle acque dolci sotterranee ad opera delle sottostanti acque marine sotterranee. Il fenomeno è messo in evidenza anche dalla relazione esistente tra contenuti di Cl^- e di δC^{13} (fig. 155).

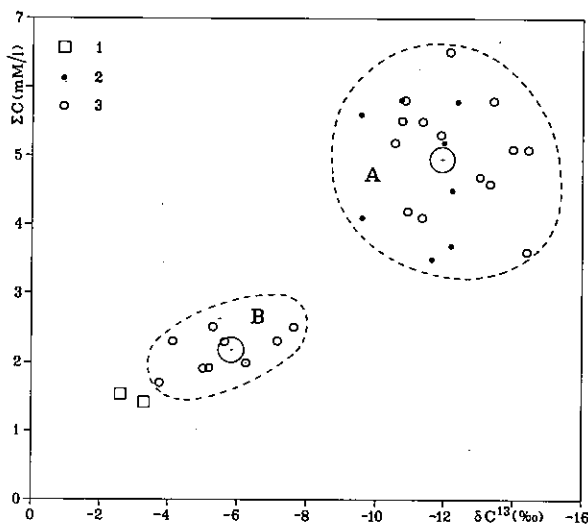


Fig. 154 — Relazione esistente fra i contenuti di carbonati totali (ΣC) ed i valori di δC^{13} . (A: acque di falda dolci e salmastre; B: acque marine ingressive; 1: mari Adriatico e Ionio; 2: sorgente; 3: pozzo).

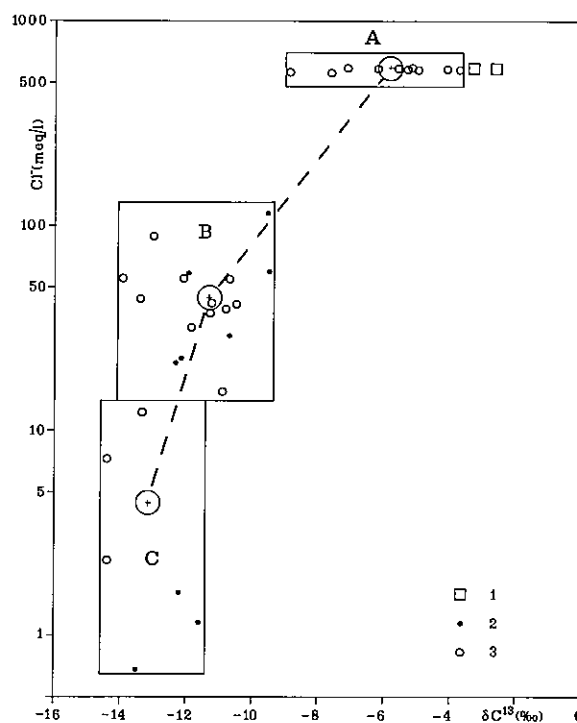


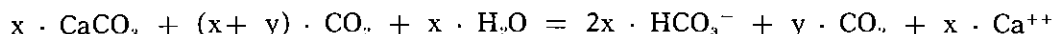
Fig. 155 — Relazione esistente fra i contenuti di Cl^- ed i valori di δC^{13} . (A: acque marine ingressive; B: acque di falda salmastre; C: acque di falda dolci; 1: mari Adriatico e Ionio; 2: sorgente; 3: pozzo).

I valori di δC^{13} dimostrano anche il forte ricambio esistente attualmente tra l'acqua di mare e l'acqua marina sotterranea nella zona di S. Isidoro, dove il contatto tra l'acqua sotterranea ed il mare è diretto. Lungo la costa, come si è già accennato, esistono inoltre numerose « estavelle marine » funzionanti come inghiottitoi di acqua marina in occasione di alti livelli del mare (alta marea, bassa pressione atmosferica). Al pozzo SI 3 (fig. 148) perforato a circa m 250 dalla costa, l'acqua marina sotterranea presenta ancora un δC^{13} di $-3,7\%$, molto vicino a quello del mare Ionio ($\delta C^{13} = -3,3\%$).

C) Datazione delle acque con il metodo del C^{14}

Il metodo del carbonio-14 per la datazione delle acque sotterranee è basato sulla considerazione che il $CaCO_3$ del terreno, avente un contenuto in C^{14} praticamente nullo ed un δC^{13} pari a circa lo 0‰ dello Standard PDB, passi in soluzione come $Ca^{++}(HCO_3^-)_2$ ad opera dell'acqua di infiltrazione e della CO_2 dell'atmosfera del suolo vegetale, e che la CO_2 del suolo vegetale abbia un contenuto in C^{14} pari a circa il 100% dello standard NBS ⁽²¹⁾ e un δC^{13} pari al $-20, -25\%$ dello standard PDB.

Secondo WENDT et al. [18], i fenomeni che regolano la dissoluzione dei carbonati possono venire riassunti dalla seguente equazione:



dove x ed y rappresentano le concentrazioni molari. L'equazione rappresenta la diluizione dei contenuti iniziali di C^{14} relativi alla CO_2 del suolo vegetale, per cui il calcolo dell'età di un'acqua può venire effettuato mediante la seguente espressione:

$$Q = \frac{x + y}{2x + y} = \frac{\frac{[HCO_3^-]}{2} + CO_2 \text{ lib.}}{\Sigma C}$$

da cui si ha:

$$\frac{C^{14} \text{ misurato}}{Q} = e^{-\lambda t}$$

essendo λ la costante di decadimento del C^{14} .

Nelle tabelle 21 e 22 sono indicati alcuni dati sul chimismo, i dati isotopici relativi a δO^{18} , δD , H^3 , δC^{13} , C^{14} e le età delle acque campionate.

Data la complessività del problema, non ancora completamente risolto, riguardanti le età delle acque sotterranee riportate nelle tabelle 21 e 22, queste hanno carattere puramente indicativo e non possono quindi venire intese come valori assoluti.

Le indagini condotte nella Penisola Salentina mostrano quasi ovunque un aumento di età con la profondità. Le acque di falda più vecchie sono risultate quelle sgorganti dalle Sorgenti Chidro e Boraco; ciò dimostra che dette sorgenti drenano acque prossime alla interfaccia; quanto sopra in buon accordo con i dati di temperatura ed i contenuti di Rn^{222} e CO_2 delle acque (fig. 100).

$$^{(20)} \delta C^{13} = \left[\frac{C^{13}/C^{12} \text{ campione}}{C^{13}/C^{12} \text{ standard}} - 1 \right] \cdot 1000$$

Lo standard è costituito da una belemnite appartenente ad una serie giurassica americana (PDB formations).

⁽²¹⁾ National Bureau of Standards (NBS).

Per quanto riguarda l'età delle acque del pozzo CH 1 e di quelle delle aree centrali della Penisola Salentina, si deve tener conto della contaminazione causata dalle acque marine sotterranee, di età molto maggiore, che ha determinato ovviamente una diminuzione dei contenuti di C^{14} nelle acque di falda. Fenomeno opposto a questo si registra nella zona di S. Isidoro, dove la contaminazione delle acque marine sotterranee sulle acque di falda porta ad un ringiovanimento apparente di queste ultime (fig. 148).

Per quanto riguarda la zona del Gargano, tutte le sorgenti costiere hanno bassi contenuti di C^{14} ; anche in questo caso si ha un drenaggio dei livelli più profondi della falda acquifera ed una lunga permanenza delle acque di falda nell'acquifero. Ciò sta anche ad indicare un modesto tasso di ravvenamento rispetto alla riserva della falda.

I contenuti di C^{14} misurati nelle acque della sorgente Canneto (ubicata a 3 km a SE di Rodi G.) indicano invece che le acque campionate sono di alimentazione recente e ciò in accordo con altri dati idrogeologici.

D) Tritio

Il tritio naturale è particolarmente indicato per rivelare ravvenamenti recenti; il suo periodo di dimezzamento permette la stima di età di acque di ricarica fino ad un massimo di 40-50 anni dal presente.

Sono state analizzate sia acque di pioggia di alcune stazioni pluviometriche che acque di falda prelevate da pozzi e sorgenti.

Le acque di pioggia hanno mostrato i maggiori contenuti di tritio tra aprile e luglio (fig. 156); tra il maggio 1967 e l'aprile 1968 la concentrazione media del tritio nel-

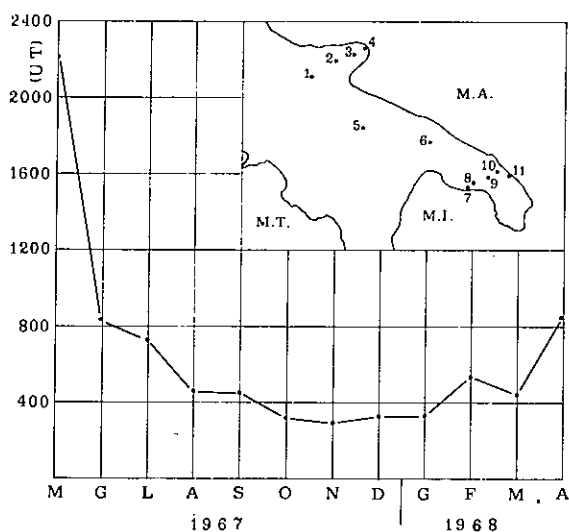


Fig. 156 — Valori medi mensili del contenuto in tritio naturale (in UT = Unità Tritio) delle acque di pioggia di numero 11 stazioni pluviografiche della Puglia, ubicate come in corografia. (1: Lucera; 2: S. Marco in Lamis; 3: Bosco Umbra; 4: Vieste; 5: Minervino Murge; 6: Noci; 7: S. Pietro in Bevagna; 8: Masseria Monteruga; 9: Novoli; 10: Masseria Cardami; 11: S. Cataldo).

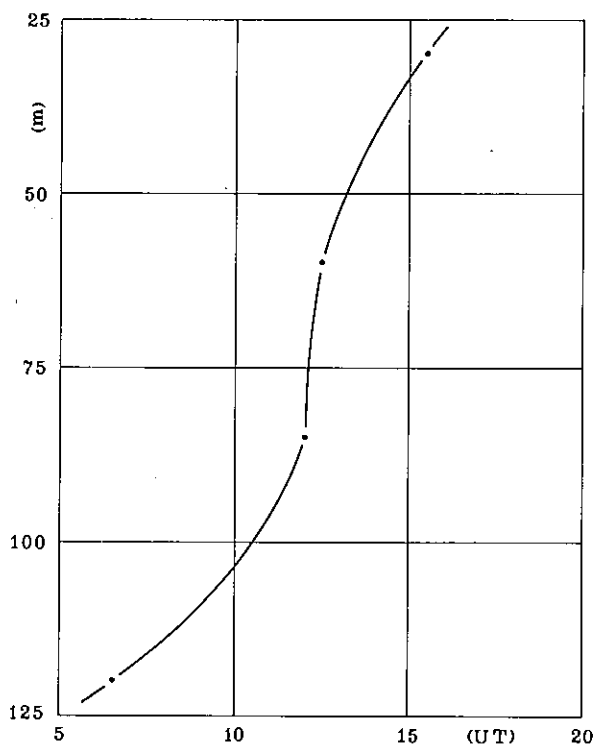


Fig. 157 — Pozzo SR, variazione del contenuto in tritio naturale con la profondità.

l'acqua di pioggia è stata di 509 UT e, durante il semestre ottobre-marzo, di 383 UT. Se si considera che la falda acquifera viene alimentata quasi esclusivamente durante il semestre autunno-invernale, quest'ultimo valore rappresenta la concentrazione in tritio delle acque di alimentazione.

I contenuti di tritio delle acque di falda presentano quasi ovunque, come il carbonio-14, un decremento con la profondità (fig. 157). Le acque delle sorgenti drenanti la falda profonda presentano concentrazioni di tritio piuttosto basse, le acque delle sorgenti drenanti falde sospese presentano invece contenuti di tritio più elevati (in media 335 UT), quindi molto vicini a quelli misurati nelle acque delle piogge autunno-invernali del periodo 1967-1968 (fig. 156). In accordo con i dati derivanti dal C¹⁴, il tritio indica che queste ultime sorgenti drenano acque di alimentazione recente (tabelle 21 e 22).

Le acque marine di invasione continentale aventi contenuti molto bassi di C¹⁴ contengono tritio naturale sebbene in basse concentrazioni; non si hanno al momento elementi sufficienti per valutare l'entità del fenomeno della diffusione del tritio attraverso l'acquifero.

Bibliografia

- [1] BECK A.E., JUDGE A.S.: « Analysis of heat flow data I. Detailed observations in a single borehole ». *Geoph. Jour., Bol.* 18, (1969).
- [2] CARO P.: « La chimie du gas carbonique et des carbonates, et les phénomènes hydrogéologiques karstiques ». *Cronique d'Hydrogéol.*, vol. V, (1965).
- [3] COTECCHIA V., MAGRI G.: « Idrogeologia del Gargano ». *Geol. Appl. e Idrogeol.*, vol. I, Bari, (1966).
- [4] COTECCHIA V., TONGIORGI E.: « Natural Tracing by Seasonal Variation of ¹⁸O/¹⁶O Ratio in a Ground Water Research ». *CNEN, RT/GEO* (63) 25, Roma, (1963).
- [5] DAI PRA G., MAGRI G.: « Spostamento verticale massimo del livello mare nella zona di Taranto durante gli ultimi 125.000 anni nella prospettiva della destinazione geologica di rifiuti contenenti transuranici ». *Comit. Naz. En. Nucl. RT/PROT* (73) 24.
- [6] DIMENT W.H.: « Thermal regime of a large diameter borehole ». *Geophysics*, vol. XXXII, (1967).
- [7] FANELLI M., MONGELLI F., SQUARCI P.: « Heat flow measurement in the Rosignano area - Tuscany ». *Geothermics* (1974).
- [8] GRANCINI G., LAVENIA A., MOSETTI F.: « Ricerche oceanografiche nel Golfo di Taranto ». *Atti Ist. Veneto SS.LL.AA.*, t. CXXVII, (1969).
- [9] JAEGER J.C.: « Application of the theory of heat conduction to geothermal measurements ». *Geoph. Monogr. N.* 8, « Terrestrial heat flow », W.H.K. Lee Editor, (1963).
- [10] MENNELLA C.: « Il clima d'Italia ». *E.D.A.R.T. Ediz. Napoli*, (1967).
- [11] MISENER A.D., BECK A.E.: « The measurement of heat flow over land ». In « *Methods and techniques in Geophysics* », S.K. Rucorn Edit., Interscience Publish, New York, (1960).
- [12] MONGELLI F.: « Sul regime termico delle regioni insulari permeabili ». *Boll. Geof. Teor. Appl.*, vol. V, (1963).
- [13] MONGELLI F., RICCHETTI G.: « The earth's crust and heat flow in the Fossa Bradanica, Southern Italy ». *Tectonophysics*, vol. X, (1970).
- [14] MOSETTI F., LAVENIA A.: « Ricerche oceanografiche in Adriatico nel periodo 1966-1968 ». *Boll. Geof. Teor. Appl.*, vol. XI, (1969).
- [15] SCHOELLER H.: « Les eaux souterraines ». *Masson & C*, Parigi, (1969).
- [16] TROTTI L.: « Crociere - Mare Adriatico ». *Commiss. Ital. Oceanografia del C.N.R.*, (1970).
- [17] VERCELLI F.: « Il mare, i laghi, i ghiacciai ». *UTET, Torino*, (1951).
- [18] WENDT I., STAHL W., GEYH M., FAUTH F.: « Model experiments for ¹⁴C water-age determinations ». *Isotopes in Hydrology (Proc. Symp. Vienna, 1966)*, IAEA, Vienna, (1967).

APPENDICE

I. Rilevi di salinità e clorinità in pozzi perforati della Penisola Salentina.

POZZO	COORDINATE GEOGRAFICHE		DATA PRELIEVO	PROFON. m	SALINITA' g/l	IONE CLORURO g/l	
	Long. Est	Latit. Nord					
4 II S	5° 42' 45"	40° 25' 10"	13.12.1966	22.98	0.22	0.15	
				32.98	0.66	0.33	
				42.98	0.92	0.38	
				52.98	0.92	0.40	
				62.98	2.09	0.89	
				72.98	2.41	1.75	
				82.98	2.74	1.21	
				92.98	30.20	16.00	
				17. 1.1967	83.00	2.94	--
					88.00	6.72	--
					93.00	>36.00	--
				21.12.1967	22.98	0.60	0.31
					32.98	0.60	0.31
			42.98		1.20	0.56	
			52.98		1.95	0.93	
			62.98		2.10	0.88	
			72.98		2.40	1.00	
			82.98		2.90	1.18	
			87.98		7.00	3.98	
			92.98		30.30	16.00	
			26. 3.1969		22.98	0.70	0.35
				32.98	0.68	0.35	
				62.98	1.85	0.93	
				82.98	2.30	1.20	
				87.98	6.60	3.38	
				92.98	28.00	16.50	
8 II S	5° 41' 44"	40° 26' 26"		7. 5.1968	18.00	--	0.24
14 II S	5° 49' 02"	40° 22' 48"		13.12.1966	18.91	0.20	0.03
					28.91	0.76	0.35
					38.91	0.80	0.35
			48.91		0.82	0.35	
			58.91		0.96	0.35	
			68.91		0.94	0.36	
			78.91		1.10	0.45	
			88.91		4.39	2.29	
			17. 1.1967		18.91	0.30	0.08
					28.91	0.74	0.36
					38.91	0.78	0.37
					48.91	0.86	0.39
					58.91	0.96	0.38
				68.91	1.00	0.39	
				78.91	1.04	0.41	
				83.91	2.50	1.25	
				88.91	4.00	2.29	
				26. 3.1969	18.91	0.20	0.08
			28.91		0.64	0.30	
			78.91		0.94	0.40	
			83.91		1.75	1.01	
			88.91		3.20	1.96	

Segue I

POZZO	COORDINATE GEOGRAFICHE		DATA PRELIEVO	PROFON. m	SALINITA' g/l	IONE CLORURO g/l
	Long. Est	Latit. Nord				
19 II S	5° 50' 52"	40° 17' 38"	13.12.1966	32.50	<0.20	---
33 II S	5° 37' 52"	40° 26' 32"	25. 3.1969	32.50	<0.20	0.04
			9. 6.1967	35.50	---	0.03
				40.00	---	0.15
				45.00	---	0.19
				50.00	---	0.15
				55.00	---	0.28
59.50	---	0.32				
51 II S	5° 55' 13"	40° 14' 08"	13.12.1966	12.86	<0.20	0.02
				22.86	<0.20	0.03
				32.86	<0.20	0.03
				42.86	<0.20	0.03
				52.86	<0.20	0.03
				62.86	<0.20	0.03
			20.12.1967	70.50	<0.20	0.04
				12.86	<0.20	0.03
				22.86	<0.20	0.04
				32.86	<0.20	0.05
				42.86	<0.20	0.04
				52.86	<0.20	0.04
			25. 3.1969	62.86	<0.20	0.04
				70.50	<0.20	0.04
				12.86	<0.20	0.03
				42.86	0.33	0.06
				70.50	0.34	0.03
				54.56	1.02	0.26
52 II S	5° 25' 40"	40° 24' 41"	20.12.1966	64.56	1.15	0.35
				74.56	1.18	0.35
				84.56	2.64	1.11
				94.56	2.65	1.11
				104.56	2.89	1.20
				110.50	5.70	2.54
			18. 1.1967	104.50	3.19	---
				107.50	3.83	---
				110.50	6.88	---
			18.12.1967	54.56	1.04	0.31
				64.56	1.06	0.34
				74.56	1.14	0.40
				84.56	2.60	1.11
				94.56	2.60	1.12
				104.56	2.70	1.28
				107.56	2.94	1.50
				108.56	4.30	2.22
				110.56	5.70	2.98
27. 3.1969	54.56	1.00		0.38		
	84.56	2.30		1.16		
	107.56	5.00		2.57		
53 II S	5° 23' 12"	40° 36' 41"	14.12.1966	110.00	6.00	3.13
				49.50	0.64	0.27
				59.50	0.68	0.26
				69.50	1.05	0.32

Segue I

POZZO	COORDINATE GEOGRAFICHE		DATA PRELIEVO	PROFON. m	SALINITA' g/l	IONE CLORURO g/l				
	Long. Est	Latit. Nord								
53 III S	5° 23' 12"	40° 36' 41"	14.12.1966	79.50	1.09	0.33				
				89.50	1.07	0.32				
				99.50	1.90	0.73				
				109.50	4.67	2.25				
				119.50	8.48	4.69				
				129.50	10.60	6.26				
				129.50	14.20	--				
				49.50	--	0.27				
				59.50	--	0.32				
				69.50	--	0.33				
				79.50	--	0.33				
				89.50	--	0.34				
				99.50	--	0.90				
			109.50	--	2.39					
			119.50	--	4.64					
			129.50	--	6.40					
			16. 1.1967	5° 23' 12"	40° 36' 41"	14.12.1966	49.50	0.63	0.27	
							99.50	2.05	0.97	
							109.50	5.20	2.66	
							119.50	9.20	4.84	
129.50	12.00	6.76								
73.27	0.20	0.04								
83.27	0.20	0.04								
8. 1.1968	5° 23' 12"	40° 36' 41"	14.12.1966	93.27	0.20	0.06				
				103.27	0.20	0.07				
				113.27	0.20	0.05				
				113.50	0.20	0.06				
				73.27	0.20	0.05				
				83.27	0.20	0.05				
				93.27	0.20	0.06				
				103.27	0.20	0.06				
				113.50	< 0.20	0.06				
				73.27	0.48	0.08				
27. 3.1969	5° 23' 12"	40° 36' 41"	14.12.1966	113.50	0.49	0.09				
				46.90	0.70	0.24				
				51.90	2.60	1.78				
				52.60	2.60	1.17				
				47.90	2.00	1.11				
				51.90	2.40	1.30				
				52.60	2.60	1.28				
				39.90	1.32	0.38				
				49.90	6.20	3.10				
				56.70	6.20	3.13				
19.12.1967	5° 23' 12"	40° 36' 41"	14.12.1966	39.90	0.76	0.12				
				44.90	0.78	0.11				
				49.90	0.78	0.12				
				56.70	0.72	0.10				
				39.90	1.00	0.24				
				49.90	1.05	0.25				
				56.70	1.10	0.20				
				26.02	0.80	0.29				
				27.75	1.72	0.69				
				56 III S	5° 48' 32"	40° 07' 26"	13.12.1966	26.02	0.80	0.29
27.75	1.72	0.69								
11 III S	5° 34' 56"	39° 58' 22"	19.12.1967					49.90	0.78	0.12
								56.70	0.72	0.10
								39.90	1.00	0.24
								49.90	1.05	0.25
								56.70	1.10	0.20
								26.02	0.80	0.29
								27.75	1.72	0.69
								9 III S	5° 34' 34"	40° 10' 16"
				51.90	2.60	1.78				
				52.60	2.60	1.17				
47.90	2.00	1.11								
51.90	2.40	1.30								
52.60	2.60	1.28								
39.90	1.32	0.38								
49.90	6.20	3.10								
56.70	6.20	3.13								
39.90	0.76	0.12								
24. 3.1969	5° 34' 34"	40° 10' 16"	12.12.1966	44.90	0.78	0.11				
				49.90	0.78	0.12				
				56.70	0.72	0.10				
				39.90	1.00	0.24				
				49.90	1.05	0.25				
				56.70	1.10	0.20				
				26.02	0.80	0.29				
				27.75	1.72	0.69				
				11 III S	5° 30' 11"	40° 12' 20"	12.12.1966	46.90	0.70	0.24
								51.90	2.60	1.78
52.60	2.60	1.17								
47.90	2.00	1.11								
51.90	2.40	1.30								
52.60	2.60	1.28								
39.90	1.32	0.38								
49.90	6.20	3.10								
56.70	6.20	3.13								
39.90	0.76	0.12								

Segue I

POZZO	COORDINATE GEOGRAFICHE		DATA PRELIEVO	PROFON. m	SALINITA' g/l	IONE CLORURO g/l				
	Long. Est	Latit. Nord								
11 III S	5° 30' 11"	40° 12' 20"	24. 3.1969	26.00	1.10	0.51				
12 III S	5° 36' 45"	40° 17' 43"	12.12.1966	27.75	1.25	0.64				
				42.25	0.22	0.08				
				52.25	0.33	0.09				
				60.50	0.36	0.09				
				18. 1.1967	60.50	0.48	--			
				20.12.1967	42.25	<0.20	0.09			
					52.25	0.30	0.09			
					60.50	0.31	0.10			
				24. 3.1969	42.25	0.38	0.09			
					52.25	0.45	0.09			
					60.50	0.46	0.10			
				6 IV S	5° 18' 22"	40° 18' 34"	20.12.1966	6.53	2.40	0.99
				27. 3.1969				9.50	2.87	1.33
6.53	2.40	1.20								
9.50	2.80	1.38								
1 V S	4° 32' 07"	40° 31' 21"	19.12.1966	25.88	2.26	1.07				
				35.88	4.98	2.63				
				45.88	5.00	2.60				
				55.88	5.01	2.64				
				65.88	5.05	2.64				
				75.88	4.96	2.63				
				85.88	4.97	2.60				
				95.88	5.01	2.64				
				105.88	4.90	2.60				
				115.88	4.98	2.60				
				125.88	4.96	2.64				
				135.88	4.86	2.63				
				145.88	4.82	2.56				
				155.88	4.90	2.60				
				165.88	4.88	2.64				
				175.88	4.84	2.63				
				185.88	4.64	2.38				
				195.88	4.83	2.60				
				205.88	4.50	2.34				
				215.88	4.56	2.32				
				225.88	4.81	2.44				
				235.88	4.97	2.64				
				245.88	4.75	2.44				
				255.88	4.92	2.50				
				265.88	4.88	2.30				
				20. 1.1967	205.88	5.05	--			
					235.88	5.50	--			
					246.50	5.60	--			
12.12.1967	25.88	3.12	1.57							
	35.88	3.84	2.03							
	45.88	4.76	2.49							
	55.88	4.68	2.51							
	65.88	4.68	2.52							
	75.88	4.60	2.48							
	85.88	4.82	2.50							

Segue I

POZZO	COORDINATE GEOGRAFICHE		DATA PRELIEVO	PROFON. m	SALINITA' g/l	TONE CLORURO g/l
	Long. Est	Latit. Nord				
I V S	4° 32' 07"	40° 31' 21"	19.12.1966	95.88	4.68	2.50
				105.88	4.68	2.49
				115.88	4.54	2.47
				125.88	4.76	2.45
				135.88	4.54	2.43
				145.88	4.60	2.41
				155.88	4.68	2.40
				165.88	4.46	2.35
				175.88	4.54	2.25
				185.88	4.24	2.11
				195.88	4.46	2.08
				205.88	4.46	2.04
				215.88	4.46	2.11
				225.88	4.54	2.26
				235.88	4.68	2.26
				245.88	4.82	2.26
4 V S	4° 25' 28"	40° 29' 37"	6. 7.1967	43.00	--	4.98
				48.00	--	5.30
				53.00	--	5.25
				68.00	--	5.24
				90.00	--	5.28
				130.00	--	5.32
				170.00	--	5.31
				210.00	--	5.24
				250.00	--	5.30
				290.00	--	5.13
				330.00	--	5.13
				370.00	--	4.95
410.00	--	4.88				
450.00	--	4.90				
490.00	--	19.76				
8 V S	4° 55' 25"	40° 30' 03"	13.12.1967	48.64	0.62	0.27
				58.64	0.68	0.31
				68.64	1.60	0.78
				78.64	2.10	0.92
				88.64	2.23	1.02
				98.64	2.98	1.30
				108.64	3.58	1.65
				118.64	3.62	1.62
				128.64	3.70	1.72
				138.64	3.82	1.72
27 V S	4° 56' 30"	40° 23' 06"	20.12.1966	155.50	3.86	1.72
				41.28	3.58	1.77
				51.28	3.46	1.60
				61.28	3.65	1.82
				71.28	3.65	1.80
				81.28	3.66	1.80
				91.28	3.59	1.70
				101.28	3.59	1.81
				111.28	3.70	1.82
				121.28	3.70	1.82

Segue I

POZZO	COORDINATE		GEOGRAFICHE Latit. Nord	DATA PRELIEVO	PROFON. m	SALINITA' g/l	IONE CLORURO g/l	
	Long.	Est						
27 V S	4° 56' 30"	40° 23' 06"	20.12.1966	131.28	3.70	1.80		
				141.28	3.74	1.82		
				151.28	3.65	1.82		
				154.80	3.70	1.82		
				14.12.1967	41.28	3.46	1.63	
					51.28	3.70	1.80	
					61.28	3.70	1.71	
					71.28	3.70	1.83	
					81.28	3.65	1.77	
					91.28	3.70	1.80	
					101.28	3.62	1.77	
					111.28	3.65	1.82	
					121.28	3.70	1.77	
					131.28	3.65	1.77	
					141.28	3.62	1.77	
					151.28	3.70	1.80	
					154.80	3.70	1.75	
					28. 3.1969	41.28	2.50	1.43
						51.28	3.50	1.77
						101.28	3.60	1.81
154.28	3.70	1.85						
5 AB	5° 14' 13"	40° 44' 29"	14.12.1966	25.16	<0.20	0.12		
				35.16	3.34	1.55		
				45.16	6.20	3.27		
				47.16	5.96	3.12		
				8. 1.1968	25.16	--	0.13	
					45.16	--	3.10	
					47.16	--	3.05	
				26. 3.1969	25.16	0.45	0.20	
					35.16	4.00	2.07	
					45.16	6.00	3.10	
47.16	6.30	3.11						
15 AB	5° 34' 42"	40° 35' 40"	14.12.1966	9.61	0.77	0.37		
				19.61	2.87	1.44		
				29.61	2.95	1.52		
				39.61	2.98	1.63		
				49.61	3.06	1.61		
				59.61	3.06	1.62		
				64.00	6.20	3.18		
				16. 1.1967	64.00	6.70	--	
					9.61	--	0.86	
				9. 1.1968	19.61	--	1.35	
					29.61	--	1.35	
					39.61	--	1.43	
					49.61	--	1.36	
					59.61	--	1.43	
					64.60	--	3.15	
					26. 3.1969	9.61	1.50	0.87
						19.61	2.60	1.40
				49.61		2.65	1.41	
				64.60		6.20	3.19	

Segue I

POZZO	COORDINATE		GEOGRAFICHE	DATA PRELIEVO	PROFON. m	SALINITA' g/l	IONE CLORURO g/l	
	Long.	Est						Latit.
3 BO	5° 20' 18"		40° 22' 00"	20.12.1966	72.73	<0.20	0.03	
					82.73	2.01	0.75	
					92.73	2.08	0.83	
				19. 1.1967	100.00	2.27	0.96	
					100.00	2.62	--	
					15.12.1967	72.73	0.48	0.25
						77.73	1.82	0.71
						82.73	1.92	0.76
					27. 3.1969	92.73	2.06	0.80
						100.00	2.20	0.89
				72.73		0.54	0.29	
				77.73		1.40	0.69	
				100.00		1.95	0.96	
10 BO	5° 18' 56"	40° 20' 22"	30. 5.1967	57.70	--	0.09		
				62.70	--	0.10		
				67.70	--	0.12		
				72.70	--	0.14		
				78.80	--	0.15		
11 BO	5° 22' 36"	40° 19' 46"	6. 6.1967	62.00	--	1.63		
				67.00	--	1.75		
				72.00	--	1.83		
				78.00	--	1.91		
13 BO	5° 27' 04"	40° 19' 06"	6. 6.1967	41.00	--	0.09		
				46.00	--	0.16		
				51.00	--	0.75		
				56.00	--	0.80		
				61.00	--	0.82		
				66.00	--	0.82		
				71.00	--	0.82		
				77.00	--	0.84		
15 BO	5° 20' 26"	40° 20' 52"	31. 5.1967	50.00	--	0.08		
				55.00	--	0.28		
				60.00	--	0.31		
				65.00	--	0.47		
				70.00	--	0.63		
				71.50	--	0.66		
				77.00	--	0.66		
16 BO	5° 20' 24"	40° 18' 26"	1. 6.1967	27.60	--	0.66		
				32.60	--	1.07		
				39.00	--	1.07		
				55.80	--	0.02		
23 BO	5° 24' 26"	40° 20' 57"	7. 6.1967	60.80	--	0.03		
				65.80	--	0.03		
				70.80	--	0.03		
				75.80	--	0.03		
				80.80	--	0.03		
				85.80	--	0.03		
				92.00	--	0.03		
				47.00	--	0.81		
24 BO	5° 21' 55"	40° 19' 43"	5. 6.1967	52.00	--	0.85		
				59.50	--	0.88		
				80.40	--	0.03		
25 BO	5° 14' 37"	40° 21' 49"	29. 5.1967					

Segue I

POZZO	COORDINATE GEOGRAFICHE		DATA PRELIEVO	PROFON. m	SALINITA' g/l	IONE CLORURO g/l
	Long. Est	Latit. Nord				
25 BO 9 BR	5° 14' 37"	40° 21' 49"	29. 5.1967	82.00	--	0.03
			14.12.1966	8.49	0.78	0.32
				18.49	3.66	1.95
				28.49	5.46	3.00
				38.49	5.46	3.22
				48.49	5.48	3.20
				58.49	5.64	3.09
				68.49	5.48	3.10
			9. 1.1968	8.49	--	0.63
				18.49	--	1.77
				28.49	--	2.70
				38.49	--	3.03
				48.49	--	2.73
				58.49	--	3.00
			68.49	--	3.03	
25 BR	5° 26' 48"	40° 30' 04"	12.12.1966	65.51	<0.20	0.04
				66.40	<0.20	0.04
2 BS	5° 49' 34"	40° 05' 03"	12.12.1966	84.80	<0.20	--
13 NA	5° 29' 22"	40° 15' 57"	25. 3.1969	84.70	0.24	0.05
			7. 6.1967	44.00	--	0.34
				49.00	--	0.63
				54.00	--	0.65
			61.50	--	0.64	
16 NA	5° 31' 56"	40° 12' 29"	20. 2.1967	43.00	1.29	0.42
17 NA	5° 27' 45"	40° 16' 53"	7. 6.1967	33.50	--	0.40
				37.50	--	0.78
				43.50	--	0.82
3 K	5° 13' 25"	40° 18' 50"	18.12.1967	20.37	0.44	0.30
				30.37	2.46	1.30
				38.50	2.80	1.30
				20.37	0.46	0.18
				38.50	2.60	1.36
					27. 3.1969	38.50
11 OT SI/1	5° 58' 15"	40° 11' 18"	13.12.1966	23.70	<0.20	--
			11. 1.1968	18.00	--	1.10
				23.00	--	1.18
				28.00	--	1.15
				32.00	--	4.93
				33.00	--	13.00
				38.00	--	19.00
			22. 4.1968	18.00	--	1.12
				23.00	--	1.18
				28.00	--	1.22
				32.00	--	1.68
				33.00	--	11.20
				38.00	--	19.66
				43.00	--	20.70
			48.00	--	20.55	
			61.90	--	20.60	
ST/3	5° 28' 33"	40° 13' 33"	11. 1.1968	5.86	--	1.65
				8.86	--	1.65
				11.86	--	1.80

Segue I

POZZO	COORDINATE GEOGRAFICHE		DATA PRELIEVO	PROFON. m	SALINITA' g/l	IONE CLORURO g/l				
	Long. Est	Latit. Nord								
SI/3	5° 28' 33"	40° 13' 33"	11. 1.1968	14.86	--	8.37				
				17.86	--	18.35				
				20.86	--	19.52				
			22. 4.1968	23.66	--	20.23				
				6.00	--	1.90				
				9.00	--	1.57				
				12.00	--	2.23				
				15.00	--	12.17				
				18.00	--	20.50				
				21.00	--	20.65				
				23.80	--	20.30				
				SI/4	5° 28' 24"	40° 13' 19"	11. 1.1968	1.20	--	2.24
				22. 4.1968	5° 28' 24"	40° 13' 19"	3.70	--	2.20	
8.35	--	15.25								
10.80	--	16.25								
13.85	--	17.25								
15.55	--	18.40								
3.55	--	2.00								
10.90	--	20.25								
15.70	--	20.65								
C 5	5° 42' 51"	40° 27' 49"	14. 3.1969				0.50	--	0.03	
CS	5° 26' 41"	40° 22' 41"	10. 1.1968				25.50	--	0.45	
				36.00	--	0.61				
				37.00	--	0.54				
				49.00	--	0.54				
				59.00	--	0.52				
				65.00	--	0.70				
				70.00	--	19.32				
				53.00	--	0.06				
				63.00	--	1.27				
				73.00	--	1.30				
83.00	--	1.30								
93.00	--	1.32								
100.00	2.90	1.37								
103.00	--	1.35								
113.00	--	1.30								
123.00	--	1.38								
130.00	2.96	1.88								
133.00	--	7.75								
143.00	--	14.15								
153.00	--	17.30								
163.00	--	18.85								
173.00	--	19.70								
180.00	38.75	20.37								
183.00	--	20.07								
193.00	--	20.45								
194.00	--	20.47								
23. 4.1968	52.00	--	0.08							
	58.00	--	0.12							
	64.00	--	1.28							
	66.00	--	1.28							

Segue I

POZZO	COORDINATE GEOGRAFICHE		DATA PRELIEVO	PROFON. m	SALINITA' g/l	IONE CLORURO g/l				
	Long. Est	Latit. Nord								
CS	5° 26' 41"	40° 22' 41"	10. 1.1968	70.00	--	1.43				
				80.00	--	1.35				
				90.00	--	1.35				
				100.00	--	1.40				
				110.00	--	1.35				
				115.00	--	1.45				
				122.00	--	1.35				
				125.00	--	1.45				
				127.00	--	1.75				
				130.00	--	4.35				
				143.00	--	13.89				
				153.00	--	17.00				
				163.00	--	18.55				
				173.00	--	19.75				
				183.00	--	20.08				
				194.20	--	20.60				
				CH 2	5° 13' 13"	40° 18' 31"	6. 6.1968	40.00	--	1.50
								50.00	--	1.52
								60.00	--	1.52
70.00	--	1.52								
80.00	--	1.52								
90.00	--	1.52								
100.00	--	1.52								
110.00	--	1.52								
120.00	--	1.52								
130.00	--	1.57								
135.00	--	1.57								
140.00	--	1.57								
142.50	--	1.67								
145.00	--	6.44								
150.00	--	17.25								
155.00	--	20.60								
160.00	--	21.66								
170.00	--	21.66								
180.00	--	21.82								
190.00	--	21.97								
197.50	--	22.02								
1 MCT	4° 37' 38"	40° 32' 23"	19.12.1966	15.54	0.78	0.37				
				25.54	0.85	0.41				
				35.54	0.98	0.48				
				45.54	0.99	0.48				
				55.54	1.00	0.48				
			14.12.1967	60.00	1.01	0.46				
				15.54	0.76	0.38				
				25.54	0.80	0.38				
				35.54	0.92	0.46				
				45.54	0.92	0.44				
			28. 3.1969	55.54	0.92	0.46				
				65.54	1.02	0.45				
				15.54	0.76	0.39				
				65.54	0.90	0.47				

II. Rilievi di salinità e clorinità in pozzi a scavo della Penisola Salentina.

POZZO	COORDINATE		GEOGRAFICHE	DATA PRELIEVO	SALINITA' g/l	CLORINITA' g/l
	Long.	Est	Latit. Nord			
Lev. 1	5° 33'	11"	40° 18' 05"	23.10.1967	2.84	1.04
Lev. 2	5° 33'	20"	40° 18' 05"	23.10.1967	3.52	1.28
Lev. 4	5° 32'	04"	40° 19' 03"	23.10.1967	1.42	1.06
Lev. 5	5° 32'	10"	40° 19' 02"	23.10.1967	3.28	0.84
Lev. 6	5° 32'	05"	40° 18' 59"	23.10.1967	2.64	0.83
Lev. 7	5° 32'	22"	40° 19' 07"	23.10.1967	2.92	1.00
Lev. 8	5° 32'	44"	40° 19' 08"	23.10.1967	3.36	1.21
Lev. 9	5° 32'	51"	40° 19' 21"	23.10.1967	--	--
Lev. 10	5° 33'	00"	40° 19' 22"	23.10.1967	1.65	0.44
Lev. 11	5° 33'	32"	40° 19' 06"	24.10.1967	<0.40	0.06
Lev. 12	5° 33'	20"	40° 18' 34"	24.10.1967	2.40	0.58
Lev. 13	5° 32'	13"	40° 20' 14"	24.10.1967	1.65	0.45
Lev. 14	5° 33'	05"	40° 20' 19"	24.10.1967	<0.40	0.03
Lev. 15	5° 32'	31"	40° 18' 03"	24.10.1967	4.00	1.67
Lev. 16	5° 32'	43"	40° 18' 33"	24.10.1967	3.80	1.65
Lev. 17	5° 32'	45"	40° 18' 35"	24.10.1967	1.24	0.29
Lev. 18	5° 32'	44"	40° 18' 29"	24.10.1967	2.40	0.76
Lev. 19	5° 32'	15"	40° 18' 17"	24.10.1967	3.16	1.22
Lev. 20	5° 32'	13"	40° 18' 19"	24.10.1967	5.22	2.62
Lev. 21	5° 33'	51"	40° 17' 02"	27.10.1967	3.52	1.51
Lev. 22	5° 33'	56"	40° 17' 17"	27.10.1967	<0.40	0.13
Lev. 23	5° 33'	55"	40° 17' 20"	27.10.1967	0.50	0.16
Lev. 24	5° 34'	34"	40° 17' 14"	27.10.1967	<0.40	0.03
Lev. 25	5° 34'	24"	40° 17' 28"	27.10.1967	3.42	1.14
Lev. 26	5° 34'	06"	40° 17' 55"	27.10.1967	1.36	0.44
Lev. 27	5° 34'	05"	40° 18' 00"	27.10.1967	2.40	0.77
Lev. 28	5° 33'	50"	40° 18' 25"	27.10.1967	1.88	0.25
Lev. 29	5° 34'	34"	40° 18' 46"	27.10.1967	<0.40	0.05
Lev. 30	5° 32'	55"	40° 20' 28"	27.10.1967	<0.40	0.08
Lev. 31	5° 32'	57"	40° 20' 44"	6.11.1967	0.85	0.11
Lev. 32	5° 34'	02"	40° 17' 58"	6.11.1967	1.92	0.50
Lev. 33	5° 31'	47"	40° 18' 51"	6.11.1967	0.42	0.04
Lev. 34	5° 31'	30"	40° 19' 29"	6.11.1967	<0.40	0.03
Lev. 35	5° 31'	44"	40° 19' 28"	6.11.1967	2.44	0.74
Lev. 36	5° 31'	43"	40° 19' 37"	6.11.1967	<0.40	0.03
Lev. 37	5° 32'	17"	40° 19' 42"	6.11.1967	3.34	1.31
Lev. 38	5° 32'	42"	40° 19' 43"	6.11.1967	0.66	0.22
Lev. 39	5° 32'	40"	40° 20' 03"	6.11.1967	1.15	0.12
Lev. 40	5° 33'	54"	40° 20' 38"	6.11.1967	1.16	0.02
Lev. 41	5° 33'	24"	40° 19' 55"	7.11.1967	<0.40	0.06
Lev. 42	5° 34'	18"	40° 18' 43"	7.11.1967	<0.40	0.02
Lev. 43	5° 33'	30"	40° 18' 51"	7.11.1967	1.45	0.46
Lev. 44	5° 33'	52"	40° 19' 00"	7.11.1967	0.80	0.32
Lev. 45	5° 33'	38"	40° 19' 00"	7.11.1967	2.94	1.18
Lev. 46	5° 32'	30"	40° 17' 49"	7.11.1967	4.28	1.95
Lev. 47	5° 32'	29"	40° 17' 51"	7.11.1967	4.25	1.83
Lev. 48	5° 31'	31"	40° 20' 14"	7.11.1967	0.48	0.11
Lev. 49	5° 32'	12"	40° 20' 34"	7.11.1967	0.95	0.14

Segue II

POZZO	COORDINATE		GEOGRAFICHE	DATA PRELIEVO	SALINITA' g/l	IONE CLORURO g/l
	Long.	Est	Latit. Nord			
Lev. 50	5° 32'	35"	40° 20' 50"	7.11.1967	1.52	0.23
Lev. 51	5° 33'	06"	40° 21' 14"	8.11.1967	1.10	0.24
Lev. 52	5° 33'	17"	40° 21' 40"	8.11.1967	1.64	0.40
Lev. 53	5° 33'	22"	40° 21' 38"	8.11.1967	1.48	0.37
Lev. 54	5° 32'	57"	40° 17' 04"	8.11.1967	1.02	0.27
Lev. 55	5° 35'	00"	40° 17' 31"	8.11.1967	1.94	0.58
Lev. 56	5° 35'	05"	40° 17' 36"	8.11.1967	1.84	0.10
Lev. 57	5° 34'	47"	40° 18' 34"	8.11.1967	<0.40	0.01
Lev. 58	5° 34'	47"	40° 18' 57"	8.11.1967	<0.40	0.03
Lev. 59	5° 35'	35"	40° 17' 27"	8.11.1967	0.59	0.14
Lev. 60	5° 33'	18"	40° 17' 14"	8.11.1967	2.65	0.89
Lev. 61	5° 33'	15"	40° 17' 18"	9.11.1967	1.18	0.26
Lev. 62	5° 33'	14"	40° 17' 20"	9.11.1967	1.08	0.27
Lev. 63	5° 33'	12"	40° 17' 19"	9.11.1967	1.50	0.32
Lev. 64	5° 32'	19"	40° 18' 12"	9.11.1967	7.92	4.63
Lev. 65	5° 31'	23"	40° 20' 16"	9.11.1967	<0.40	0.10
Lev. 66	5° 31'	20"	40° 20' 32"	9.11.1967	3.15	1.50
Lev. 67	5° 31'	23"	40° 21' 06"	9.11.1967	2.73	0.81
Lev. 68	5° 29'	09"	40° 25' 55"	17.11.1967	--	0.10
Lev. 69	5° 29'	37"	40° 26' 31"	17.11.1967	--	0.19
Lev. 70	5° 30'	09"	40° 26' 21"	17.11.1967	--	0.40
Lev. 72	5° 28'	22"	40° 26' 15"	17.11.1967	--	0.21
Lev. 73	5° 28'	34"	40° 25' 53"	17.11.1967	--	0.04
Lev. 74	5° 30'	13"	40° 23' 37"	17.11.1967	--	0.27
Lev. 75	5° 32'	28"	40° 18' 02"	17.11.1967	--	1.21
Lev. 76	5° 32'	08"	40° 18' 24"	17.11.1967	--	0.20
Lev. 77	5° 32'	01"	40° 18' 36"	17.11.1967	--	0.20
Lev. 78	5° 31'	52"	40° 18' 42"	17.11.1967	--	0.09
Lev. 79	5° 31'	46"	40° 19' 09"	17.11.1967	--	0.79
Lev. 80	5° 32'	27"	40° 20' 15"	17.11.1967	--	0.06
Lev. 81	5° 33'	34"	40° 20' 28"	17.11.1967	--	0.02
Lev. 82	5° 34'	09"	40° 21' 59"	17.11.1967	--	0.40
Lev. 83	5° 34'	13"	40° 21' 47"	17.11.1967	--	0.15
Lev. 84	5° 33'	50"	40° 21' 50"	17.11.1967	--	0.57
Lev. 85	5° 33'	24"	40° 21' 47"	17.11.1967	--	0.36
Lev. 86	5° 32'	21"	40° 22' 50"	17.11.1967	--	0.57
Lev. 87	5° 31'	17"	40° 22' 58"	17.11.1967	--	0.74
Lev. 88	5° 30'	58"	40° 21' 43"	17.11.1967	--	0.84
Lev. 89	5° 31'	00"	40° 21' 07"	17.11.1967	--	0.03
Lev. 90	5° 31'	08"	40° 21' 22"	17.11.1967	--	0.25
Lev. 91	5° 31'	19"	40° 21' 25"	17.11.1967	--	0.78
Lev. 92	5° 31'	09"	40° 21' 41"	17.11.1967	--	0.02
Lev. 93	5° 30'	31"	40° 21' 35"	17.11.1967	--	0.02
Lev. 94	5° 30'	32"	40° 21' 57"	17.11.1967	--	0.04
Lev. 95	5° 29'	48"	40° 21' 39"	17.11.1967	--	0.05
Lev. 96	5° 29'	38"	40° 22' 23"	17.11.1967	--	0.02
Lev. 97	5° 29'	48"	40° 22' 28"	17.11.1967	--	0.40
Lev. 98	5° 30'	08"	40° 22' 36"	17.11.1967	--	0.02
Lev. 99	5° 28'	56"	40° 24' 00"	17.11.1967	--	0.63
Lev.100	5° 27'	58"	40° 23' 55"	17.11.1967	--	0.06
Lev.102	5° 32'	25"	40° 17' 18"	17.11.1967	--	0.25

Segue II

POZZO	COORDINATE		GEOGRAFICHE		DATA PRELIEVO	SALINITA' g/l	IONE CLORURO g/l
	Long.	Est	Latit.	Nord			
Lev. 103	5° 34'	23"	40° 10'	47"	12.12.1967	--	0.26
Lev. 104	5° 33'	43"	40° 10'	43"	12.12.1967	--	0.01
Lev. 105	5° 33'	10"	40° 10'	52"	12.12.1967	--	0.01
Lev. 106	5° 34'	16"	40° 10'	47"	12.12.1967	--	0.58
Lev. 107	5° 34'	22"	40° 10'	09"	12.12.1967	--	0.24
Lev. 108	5° 34'	28"	40° 10'	13"	12.12.1967	--	0.15
Lev. 109	5° 34'	26"	40° 10'	55"	12.12.1967	--	0.21
Lev. 110	5° 34'	28"	40° 10'	59"	12.12.1967	--	0.18
Lev. 111	5° 34'	44"	40° 10'	53"	13.12.1967	--	0.39
Lev. 113	5° 43'	39"	40° 04'	13"	13.12.1967	--	0.01
Lev. 114	5° 43'	37"	40° 04'	11"	13.12.1967	--	0.01
Lev. 115	5° 42'	47"	40° 04'	37"	13.12.1967	--	0.01
Lev. 116	5° 43'	07"	40° 05'	04"	13.12.1967	--	0.03
Lev. 117	5° 44'	19"	40° 05'	56"	13.12.1967	--	0.06
Lev. 118	5° 44'	25"	40° 06'	10"	14.12.1967	--	0.10
Lev. 119	5° 34'	50"	40° 10'	22"	14.12.1967	--	0.10
Lev. 120	5° 35'	04"	40° 10'	42"	14.12.1967	--	0.33
Lev. 121	5° 34'	10"	40° 10'	17"	14.12.1967	--	0.19
Lev. 122	5° 32'	21"	40° 22'	38"	14.12.1967	--	1.17
Lev. 123	5° 32'	16"	40° 22'	16"	14.12.1967	--	0.09
Lev. 124	5° 31'	33"	40° 22'	30"	14.12.1967	--	0.11
Lev. 125	5° 32'	25"	40° 21'	59"	14.12.1967	--	0.15
Lev. 126	5° 33'	09"	40° 21'	55"	14.12.1967	--	2.17
Lev. 127	5° 31'	57"	40° 21'	17"	14.12.1967	--	0.07
Lev. 128	5° 31'	59"	40° 20'	59"	14.12.1967	--	0.28
1 G	5° 36'	45"	40° 29'	14"	20. 1.1967	0.97	0.27
				7. 3.1968	--	--	0.34
				8. 4.1969	1.00	--	0.39
1 N	5° 36'	30"	40° 28'	16"	20. 1.1967	0.61	0.25
3 B	5° 35'	17"	40° 27'	39"	20. 1.1967	0.70	0.19
3 T	5° 36'	11"	40° 29'	02"	20. 1.1967	0.50	0.10
5	5° 36'	24"	40° 27'	08"	20. 1.1967	0.93	0.25
				7. 3.1968	--	--	0.25
7	5° 35'	25"	40° 29'	37"	20. 1.1967	1.54	0.36
9 S	5° 35'	27"	40° 26'	30"	20. 1.1967	1.09	0.22
9 T	5° 35'	30"	40° 29'	20"	20. 1.1967	0.70	0.22
11	5° 33'	07"	40° 25'	04"	2. 2.1967	1.45	0.51
12	5° 34'	35"	40° 29'	05"	20. 1.1967	0.25	0.04
13	5° 37'	57"	40° 28'	35"	19. 1.1967	0.67	0.18
14	5° 38'	03"	40° 28'	33"	19. 1.1967	1.10	0.30
15	5° 38'	05"	40° 28'	38"	19. 1.1967	0.51	0.11
16	5° 33'	09"	40° 29'	01"	20. 1.1967	0.98	0.14
17 P	5° 33'	15"	40° 28'	59"	20. 1.1967	0.80	0.11
17 B	5° 38'	28"	40° 28'	21"	19. 1.1967	1.21	0.33
21	5° 46'	43"	40° 26'	55"	17. 1.1967	2.21	0.67
22	5° 44'	10"	40° 26'	40"	16. 1.1967	2.43	0.85
29	5° 25'	44"	40° 20'	54"	16.11.1966	0.50	0.20
				4. 3.1968	--	--	0.11
30	5° 26'	25"	40° 21'	16"	24.10.1966	0.36	0.10
31	5° 27'	21"	40° 21'	18"	14.11.1966	0.22	0.06
35	5° 28'	13"	40° 21'	48"	14.11.1966	0.40	0.17
36	5° 28'	34"	40° 21'	52"	24.10.1966	0.15	0.04

Segue II

POZZO	COORDINATE		GEOGRAFICHE	DATA	SALINITA'	IONE CLORURO
	Long.	Est				
37	5° 28' 12"		40° 20' 45"	24.10.1966	0.88	0.29
40	5° 29' 10"		40° 25' 29"	2. 2.1967	0.28	0.15
43	5° 33' 21"		40° 23' 51"	30. 1.1967	0.53	0.09
44	5° 33' 55"		40° 24' 39"	1. 2.1967	<0.20	0.04
				6. 3.1968	--	0.05
				8. 4.1969	<0.20	0.05
49	5° 37' 08"		40° 24' 00"	31. 1.1967	0.49	0.11
50	5° 35' 29"		40° 23' 38"	31. 1.1967	0.38	0.07
51	5° 35' 48"		40° 23' 35"	31. 1.1967	0.22	0.02
				6. 3.1968	--	0.03
				8. 4.1969	0.30	0.03
53	5° 35' 53"		40° 23' 28"	31. 1.1967	0.38	0.07
54	5° 36' 54"		40° 23' 09"	31. 1.1967	0.36	0.07
55	5° 37' 04"		40° 22' 54"	6. 3.1968	--	0.08
				8. 4.1969	0.35	0.09
59	5° 30' 17"		40° 21' 00"	15.11.1966	<0.20	0.06
60	5° 30' 41"		40° 20' 49"	15.11.1966	0.23	0.08
				6. 3.1968	--	0.10
				8. 4.1969	0.33	0.08
61	5° 30' 10"		40° 20' 01"	15.11.1966	1.08	0.38
65	5° 33' 18"		40° 20' 26"	15.11.1966	0.58	0.19
71	5° 35' 09"		40° 20' 27"	15.11.1966	0.61	0.09
73	5° 35' 14"		40° 20' 58"	15.11.1966	0.37	0.07
95	5° 39' 34"		40° 21' 52"	3. 2.1967	0.48	0.14
101	5° 39' 36"		40° 20' 36"	30. 1.1967	0.42	0.10
103	5° 39' 32"		40° 22' 59"	3. 2.1967	0.81	0.24
				6. 3.1968	--	0.26
				8. 4.1969	0.52	0.19
114	5° 43' 00"		40° 23' 28"	17. 1.1967	0.23	0.08
				6. 3.1967	0.26	0.08
115	5° 42' 34"		40° 22' 28"	18. 1.1967	0.53	0.10
				7. 3.1968	--	0.12
				8. 4.1969	0.51	0.13
116	5° 42' 24"		40° 21' 55"	18. 1.1967	0.99	0.21
117	5° 42' 21"		40° 21' 42"	18. 1.1967	2.91	0.93
118	5° 42' 10"		40° 21' 25"	18. 1.1967	0.53	0.09
119	5° 42' 24"		40° 21' 31"	18. 1.1967	2.09	0.37
130	5° 43' 36"		40° 22' 15"	18. 1.1967	<0.20	0.04
131	5° 43' 38"		40° 23' 03"	18. 1.1967	1.60	0.53
132	5° 44' 11"		40° 22' 49"	18. 1.1967	1.59	0.48
136	5° 45' 34"		40° 23' 56"	16. 1.1967	1.30	0.30
142	5° 47' 21"		40° 23' 56"	16. 1.1967	1.12	0.32
143	5° 47' 25"		40° 24' 43"	16. 1.1967	0.77	0.10
216	5° 36' 00"		40° 19' 55"	15.11.1966	0.62	0.16
217	5° 35' 36"		40° 19' 53"	15.11.1966	0.34	0.06
220	5° 35' 16"		40° 19' 01"	15.11.1966	0.37	0.08
221	5° 35' 55"		40° 19' 09"	15.11.1966	0.42	0.07
				8. 4.1969	0.37	0.07
222	5° 36' 04"		40° 18' 25"	16.11.1966	<0.20	0.02
223	5° 36' 41"		40° 18' 21"	16.11.1966	0.37	0.07
241	5° 31' 46"		40° 16' 22"	22. 2.1967	0.57	0.13

Segue II

POZZO	COORDINATE		GEOGRAFICHE	DATA	SALINITA' g/l	IONE CLORURO g/l
	Long.	Est	Latit. Nord	PRELIEVO		
242	5° 33' 47"		40° 15' 27"	22. 2.1967	0.80	0.20
243	5° 32' 49"		40° 15' 05"	22. 2.1967	0.89	0.24
244	5° 31' 57"		40° 15' 16"	17.11.1966	0.79	0.23
245	5° 33' 19"		40° 15' 49"	22. 2.1967	0.85	0.22
				5. 3.1968	--	0.26
				8. 4.1969	0.66	0.22
247	5° 33' 04"		40° 16' 27"	22. 2.1967	0.44	0.09
249	5° 32' 43"		40° 16' 55"	16.11.1966	0.90	0.29
252	5° 32' 55"		40° 17' 45"	16.11.1966	1.63	0.30
				6. 3.1967	2.25	0.36
254	5° 30' 24"		40° 18' 40"	16.11.1966	1.26	0.43
257	5° 30' 36"		40° 17' 35"	16.11.1966	1.45	0.48
				5. 3.1968	--	0.51
				8. 4.1969	1.25	0.51
259	5° 30' 02"		40° 16' 52"	17.11.1966	1.57	0.57
261	5° 31' 23"		40° 17' 05"	16.11.1966	1.05	0.33
262	5° 31' 35"		40° 17' 00"	16.11.1966	1.72	0.16
265	5° 29' 22"		40° 17' 11"	17.11.1966	1.58	0.53
269	5° 19' 56"		40° 18' 22"	17.11.1966	3.10	1.42
				4. 3.1968	--	1.44
				8. 4.1969	3.00	1.35
270	5° 21' 03"		40° 18' 10"	17.11.1966	2.70	1.14
272	5° 25' 31"		40° 17' 53"	17.11.1966	0.28	0.10
274	5° 25' 41"		40° 16' 55"	17.11.1966	3.90	1.70
276	5° 26' 38"		40° 17' 00"	17.11.1966	<0.20	0.05
				4. 3.1968	--	0.22
				8. 4.1969	0.54	0.19
279	5° 29' 32"		40° 15' 10"	17.11.1966	0.74	0.23
281	5° 28' 13"		40° 14' 44"	17.11.1966	3.10	1.40
284	5° 28' 51"		40° 14' 23"	17.11.1966	2.58	1.12
				4. 3.1968	--	1.17
				8. 4.1969	2.15	--
286	5° 28' 40"		40° 13' 37"	17.11.1966	3.12	1.20
287	5° 29' 06"		40° 13' 16"	21. 2.1967	1.81.	0.56
				4. 3.1968	--	0.56
				8. 4.1969	1.25	0.59
288	5° 28' 33"		40° 13' 06"	17.11.1966	2.42	0.99
				11. 1.1968	--	1.10
291	5° 28' 44"		40° 12' 34"	21. 2.1967	1.84	0.56
292	5° 29' 23"		40° 12' 30"	21. 2.1967	1.58	0.51
293	5° 28' 27"		40° 11' 49"	21. 2.1967	4.59	1.86
295	5° 31' 13"		40° 14' 11"	20. 2.1967	1.09	0.30
299	5° 32' 09"		40° 12' 44"	20. 2.1967	1.99	0.69
300	5° 33' 14"		40° 13' 04"	22. 2.1967	1.17	0.35
				5. 3.1968	--	0.36
				8. 4.1969	0.68	0.24
301	5° 31' 02"		40° 12' 00"	21. 2.1967	2.21	0.76
302	5° 32' 36"		40° 11' 58"	20. 2.1967	1.08	0.31
304	5° 30' 49"		40° 10' 55"	21. 2.1967	1.82	0.58
305	5° 30' 52"		40° 10' 22"	21. 2.1967	0.62	0.17
				8. 4.1969	1.65	0.71
307	5° 31' 52"		40° 10' 54"	21. 2.1967	1.04	0.22

Segue II

POZZO	COORDINATE		GEOGRAFICHE	DATA	SALINITA'	IONE CLORURO
	Long.	Est				
308	5° 32' 15"		40° 10' 24"	21. 2.1967	0.28	0.10
				5. 3.1968	--	0.13
				8. 4.1969	0.32	0.08
310	5° 32' 53"		40° 11' 08"	21. 2.1967	1.96	0.63
318	5° 33' 59"		40° 11' 18"	20. 2.1967	2.23	0.76
				5. 3.1968	--	0.79
				8. 4.1969	1.70	0.79
319	5° 34' 54"		40° 12' 36"	22. 2.1967	0.35	0.06
				5. 3.1968	--	0.05
				8. 4.1969	0.38	0.07
320	5° 34' 54"		40° 13' 22"	22. 2.1967	1.29	0.30
322	5° 35' 17"		40° 14' 09"	22. 2.1967	0.45	0.13
				5. 3.1968	--	0.14
				8. 4.1969	0.58	0.18
A 1	5° 34' 14"		40° 20' 43"	15.11.1966	0.66	0.12
				6. 3.1968	--	0.13
				8. 4.1969	0.64	0.12
A 2	5° 34' 32"		40° 20' 43"	15.11.1966	0.34	0.05
A 3	5° 35' 33"		40° 20' 56"	15.11.1966	<0.20	0.05
A 4	5° 32' 27"		40° 16' 14"	16.11.1966	0.52	0.17
A 5	5° 26' 19"		40° 26' 02"	22.11.1966	0.36	0.08
A 8	5° 26' 49"		40° 22' 34"	22.11.1966	0.36	0.08
A 10	5° 32' 38"		40° 17' 37"	23.11.1966	0.22	0.53
				6. 3.1967	2.90	1.02
A 11	5° 33' 08"		40° 17' 36"	23.11.1966	3.04	1.06
				6. 3.1967	3.42	1.10
A 12	5° 32' 57"		40° 18' 24"	23.11.1966	3.17	0.14
				6. 3.1967	3.94	1.54
A 13	5° 24' 40"		40° 18' 28"	23.11.1966	<0.20	0.04
A 14	5° 24' 42"		40° 18' 36"	23.11.1966	<0.20	0.05
A 15	5° 25' 34"		40° 18' 11"	23.11.1966	0.53	0.10
A 16	5° 23' 38"		40° 18' 29"	24.11.1966	0.86	0.27
				4. 3.1968	--	0.33
				8. 4.1969	0.38	0.11
A 17	5° 21' 17"		40° 18' 36"	24.11.1966	3.00	1.27
A 20	5° 18' 28"		40° 18' 34"	24.11.1966	0.91	0.27
A 21	5° 47' 45"		40° 24' 45"	16. 1.1967	0.26	0.05
A 22	5° 46' 09"		40° 26' 12"	16. 1.1967	0.73	0.19
A 24	5° 42' 06"		40° 24' 18"	17. 1.1967	1.02	0.19
				7. 3.1968	--	0.20
				8. 4.1969	0.70	0.19
A 25	5° 47' 18"		40° 25' 37"	17. 1.1967	0.77	0.18
A 26	5° 43' 45"		40° 27' 10"	17. 1.1967	0.33	0.10
A 28	5° 41' 36"		40° 22' 01"	17. 1.1967	<0.20	0.05
A 29	5° 42' 43"		40° 21' 25"	17. 1.1967	0.67	0.16
A 30	5° 42' 11"		40° 21' 24"	18. 1.1967	0.43	0.10
A 31	5° 44' 42"		40° 22' 32"	18. 1.1967	0.49	0.05
A 32	5° 44' 25"		40° 21' 51"	18. 1.1967	0.52	0.07
A 33	5° 40' 04"		40° 25' 22"	19. 1.1967	0.28	0.10
A 34	5° 39' 21"		40° 25' 55"	19. 1.1967	0.57	0.13
A 37	5° 39' 06"		40° 29' 20"	19. 1.1967	0.55	0.11

Segue II

POZZO	COORDINATE		GEOGRAFICHE		DATA PRELIEVO	SALINITA' g/l	IONE CLORURO g/l
	Long.	Est	Latit.	Nord			
A 38	5° 35'	09"	40° 27'	41"	20.1.1967	0.25	0.03
A 39	5° 32'	59"	40° 23'	52"	30.1.1967	0.54	0.05
A 40	5° 40'	34"	40° 21'	13"	30.1.1967	0.35	0.14
A 41	5° 39'	17"	40° 20'	56"	30.1.1967	0.26	0.07
					7.3.1968	--	0.05
					8.4.1969	0.28	0.06
A 42	5° 39'	38"	40° 20'	38"	30.1.1967	<0.20	0.05
A 43	5° 37'	07"	40° 24'	44"	31.1.1967	<0.20	0.02
A 44	5° 37'	07"	40° 24'	46"	31.1.1967	<0.20	0.01
A 45	5° 36'	32"	40° 24'	37"	31.1.1967	<0.20	0.06
A 46	5° 36'	30"	40° 24'	39"	31.1.1967	<0.20	0.03
A 47	5° 36'	22"	40° 23'	22"	31.1.1967	0.30	0.07
					6.3.1968	--	0.08
					8.4.1969	0.37	0.10
A 48	5° 37'	09"	40° 23'	23"	31.1.1967	0.56	0.11
A 49	5° 34'	17"	40° 24'	09"	1.2.1967	1.22	0.20
A 50	5° 34'	21"	40° 24'	15"	1.2.1967	0.35	0.07
					6.3.1968	--	0.07
					8.4.1969	0.22	0.04
A 51	5° 34'	25"	40° 25'	19"	1.2.1967	1.23	0.24
A 52	5° 34'	37"	40° 25'	19"	1.2.1967	<0.20	0.04
A 53	5° 34'	26"	40° 25'	36"	1.2.1967	0.37	0.09
A 54	5° 35'	31"	40° 25'	41"	1.2.1967	<0.20	0.03
A 55	5° 36'	08"	40° 25'	26"	1.2.1967	<0.20	0.04
A 56	5° 34'	10"	40° 26'	44"	1.2.1967	0.22	0.04
A 57	5° 32'	55"	40° 27'	19"	1.2.1967	<0.20	0.03
A 58	5° 32'	14"	40° 27'	24"	1.2.1967	0.83	0.11
A 59	5° 32'	27"	40° 28'	06"	1.2.1967	0.62	0.12
A 60	5° 32'	08"	40° 28'	58"	1.2.1967	0.48	0.05
A 61	5° 32'	08"	40° 29'	03"	1.2.1967	0.46	0.05
A 62	5° 31'	40"	40° 28'	45"	1.2.1967	0.49	0.06
A 63	5° 33'	07"	40° 25'	56"	2.2.1967	0.55	0.13
A 64	5° 31'	52"	40° 26'	05"	2.2.1967	1.20	0.22
A 65	5° 32'	27"	40° 26'	40"	2.2.1967	0.55	0.09
A 66	5° 31'	07"	40° 26'	41"	2.2.1967	0.81	0.17
A 67	5° 32'	02"	40° 26'	55"	2.2.1967	0.45	0.15
A 68	5° 31'	05"	40° 27'	20"	2.2.1967	0.94	0.09
A 69	5° 30'	17"	40° 27'	18"	2.2.1967	0.53	0.16
A 70	5° 28'	42"	40° 27'	10"	2.2.1967	2.93	0.80
A 71	5° 28'	30"	40° 26'	26"	2.2.1967	1.56	0.25
A 72	5° 29'	44"	40° 25'	09"	2.2.1967	0.57	0.08
					6.3.1968	--	0.09
					8.4.1969	0.31	0.07
A 73	5° 30'	18"	40° 26'	15"	2.2.1967	0.90	0.14
A 74	5° 31'	27"	40° 25'	24"	2.2.1967	0.55	0.09
A 75	5° 33'	13"	40° 24'	19"	2.2.1967	0.20	0.04
A 79	5° 29'	03"	40° 24'	36"	3.2.1967	0.63	0.16
A 80	5° 28'	04"	40° 24'	36"	3.2.1967	1.74	0.31
A 81	5° 26'	25"	40° 25'	08"	3.2.1967	1.04	0.15
A 82	5° 27'	40"	40° 25'	38"	3.2.1967	0.32	0.06
A 83	5° 28'	06"	40° 24'	52"	3.2.1967	0.59	0.04
A 84	5° 30'	44"	40° 25'	32"	3.2.1967	0.68	0.15

Segue II

POZZO	COORDINATE		GEOGRAFICHE	DATA PRELIEVO	SALINITA' g/l	IONE CLORURO g/l
	Long.	Est				
A 84	5° 30' 44"		40° 25' 32"	6. 3.1968	--	0.16
				8. 4.1969	0.58	0.16
A 85	5° 30' 44"		40° 25' 19"	3. 2.1967	0.53	0.06
A 86	5° 31' 12"		40° 25' 24"	3. 2.1967	0.41	0.05
A 87	5° 36' 25"		40° 22' 50"	3. 2.1967	0.49	0.10
A 88	5° 36' 46"		40° 23' 00"	3. 2.1967	0.22	0.05
A 89	5° 41' 47"		40° 20' 55"	30. 1.1967	1.46	0.20
A 90	5° 32' 01"		40° 24' 06"	30. 1.1967	0.29	0.06
				6. 3.1968	--	0.05
				8. 4.1969	0.28	0.06
A 91	5° 35' 47"		40° 23' 40"	31. 1.1967	<0.20	0.01
A 92	5° 30' 42"		40° 27' 42"	1. 2.1967	2.37	0.79
A 93	5° 42' 14"		40° 24' 04"	17. 1.1967	0.24	0.08
				8. 3.1967	0.26	0.08
A 94	5° 28' 00"		40° 25' 08"	20. 1.1967	0.24	0.05
A 95	5° 35' 16"		40° 28' 04"	20. 1.1967	0.27	0.05
A 96	5° 36' 16"		40° 28' 46"	20. 1.1967	0.36	0.05
A 97	5° 34' 56"		40° 29' 28"	20. 1.1967	0.50	0.06
A 98	5° 40' 48"		40° 21' 18"	30. 1.1967	0.60	0.18
				7. 3.1968	--	0.19
				8. 4.1969	0.51	0.17
A 99	5° 34' 42"		40° 24' 08"	1. 2.1967	1.02	0.30
A 100	5° 30' 54"		40° 10' 55"	21. 2.1967	1.40	0.40
A 101	5° 28' 40"		40° 13' 06"	21. 2.1967	1.86	0.61
				11. 1.1968	--	0.65
A 102	5° 44' 04"		40° 26' 45"	16. 1.1967	0.56	0.14
A 103	5° 33' 15"		40° 17' 36"	6. 3.1967	3.89	1.34
A 104	5° 40' 44"		40° 25' 34"	6. 3.1967	1.21	0.36
				7. 3.1968	--	0.20
				8. 4.1969	0.60	0.18
A 112	5° 43' 04"		40° 26' 10"	7. 3.1967	<0.20	0.03
				26. 2.1968	--	0.05
A 115	5° 41' 24"		40° 27' 39"	7. 3.1967	1.06	0.30
A 116	5° 40' 33"		40° 28' 04"	7. 3.1967	1.21	0.33
A 128	5° 27' 47"		40° 21' 07"	4. 3.1968	--	0.08
				8. 4.1969	0.47	0.07
A 129	5° 39' 17"		40° 20' 45"	7. 3.1968	--	0.11
				8. 4.1969	<0.20	0.05
A 130	5° 28' 31"		40° 19' 34"	4. 3.1968	--	0.83
				8. 4.1969	1.55	0.77
A 131	5° 29' 07"		40° 18' 50"	4. 3.1968	--	0.25
				8. 4.1969	0.54	0.16
A 132	5° 34' 16"		40° 22' 57"	7. 3.1968	--	0.08
				8. 4.1969	1.25	0.29
A 133	5° 34' 42"		40° 22' 57"	7. 3.1968	--	0.06
				8. 4.1969	0.36	0.06
A 135	5° 42' 39"		40° 27' 23"	31. 1.1968	--	0.62
A 138	5° 43' 15"		40° 25' 15"	1. 2.1968	--	0.10
A 142	5° 42' 44"		40° 27' 24"	2. 2.1968	--	0.58
A 143	5° 42' 42"		40° 27' 23"	2. 2.1968	--	0.62
A 144	5° 42' 45"		40° 27' 25"	2. 2.1968	--	0.57

Segue II

POZZO	COORDINATE GEOGRAFICHE		DATA PRELIEVO	SALINITA' g/l	IONE CLORURO g/l
	Long. Est	Latit. Nord			
A 145	5° 42' 29"	40° 27' 37"	2. 2.1968	--	0.18
A 146	5° 42' 48"	40° 27' 43"	2. 2.1968	--	0.07
			11. 9.1968	--	0.07
A 148	5° 42' 58"	40° 27' 37"	2. 2.1968	--	0.48
			13. 2.1968	--	0.43
A 149	5° 43' 06"	40° 27' 34"	2. 2.1968	--	0.58
A 153	5° 42' 01"	40° 27' 20"	13. 2.1968	--	0.10
A 154	5° 42' 04"	40° 27' 23"	13. 2.1968	--	0.14
A 155	5° 42' 06"	40° 27' 25"	13. 2.1968	--	0.48
A 157	5° 42' 07"	40° 27' 23"	13. 2.1968	--	0.48
A 158	5° 42' 18"	40° 27' 23"	13. 2.1968	--	0.06
A 160	5° 41' 49"	40° 27' 30"	14. 2.1968	--	0.07
A 169	5° 42' 55"	40° 27' 12"	14. 2.1968	--	0.09
A 175	5° 43' 35"	40° 27' 00"	14. 2.1968	--	0.11
A 177	5° 42' 16"	40° 28' 38"	15. 2.1968	--	0.39
A 180	5° 42' 14"	40° 28' 27"	15. 2.1968	--	0.22
A 181	5° 44' 29"	40° 27' 47"	16. 2.1968	--	1.15
A 182	5° 43' 07"	40° 25' 27"	27. 2.1968	--	0.07
A 183	5° 44' 24"	40° 25' 24"	27. 2.1968	--	0.12
A 184	5° 44' 16"	40° 25' 10"	27. 2.1968	--	0.09
A 186	5° 43' 06"	40° 28' 34"	27. 2.1968	--	0.52
A 187	5° 43' 00"	40° 28' 48"	27. 2.1968	--	12.89
A 188	5° 42' 42"	40° 25' 17"	29. 2.1968	--	0.21
A 189	5° 42' 44"	40° 25' 04"	29. 2.1968	--	0.38
A 190	5° 41' 45"	40° 28' 27"	29. 2.1968	--	0.19
A 195	5° 43' 11"	40° 27' 17"	12. 3.1968	--	0.63
A 197	5° 43' 17"	40° 27' 51"	12. 3.1968	--	0.54
A 198	5° 43' 19"	40° 27' 53"	12. 3.1968	--	0.75
A 200	5° 43' 28"	40° 27' 54"	12. 3.1968	--	0.45
A 202	5° 42' 56"	40° 27' 57"	12. 3.1968	--	0.28
A 205	5° 43' 05"	40° 28' 34"	12. 3.1968	--	0.56
A 206	5° 43' 24"	40° 28' 10"	12. 3.1968	--	1.45
			13. 9.1968	--	1.45
A 207	5° 43' 38"	40° 27' 51"	12. 3.1968	--	0.54
A 208	5° 43' 13"	40° 27' 29"	13. 3.1968	--	0.75
			27. 8.1968	--	0.75
			18. 9.1968	--	0.75
A 209	5° 43' 11"	40° 27' 30"	13. 3.1968	--	0.87
A 210	5° 43' 13"	40° 27' 31"	13. 3.1968	--	0.73
A 211	5° 43' 54"	40° 27' 09"	13. 3.1968	--	0.15
A 214	5° 44' 51"	40° 27' 17"	13. 3.1968	--	0.74
A 217	5° 44' 29"	40° 27' 26"	13. 3.1968	--	1.20
A 219	5° 44' 32"	40° 27' 09"	14. 3.1968	--	0.57
A 220	5° 44' 25"	40° 27' 10"	14. 3.1968	--	1.04
			11. 9.1968	--	1.04
			19. 9.1968	--	1.04
A 222	5° 44' 09"	40° 27' 23"	14. 3.1968	--	0.80
A 224	5° 44' 30"	40° 24' 17"	14. 3.1968	--	0.06
A 225	5° 44' 25"	40° 23' 38"	14. 3.1968	--	0.07
A 226	5° 44' 19"	40° 23' 27"	14. 3.1968	--	0.26

Segue II

POZZO	COORDINATE		GEOGRAFICHE	DATA	SALINITA' g/l	IONE CLORURO g/l
	Long.	Est	Latit. Nord	PRELIEVO		
A 227	5° 44' 11"		40° 23' 04"	14. 3.1968	--	0.18
A 228	5° 44' 35"		40° 27' 02"	14. 3.1968	--	0.50
A 229	5° 44' 56"		40° 24' 09"	15. 3.1968	--	0.18
A 230	5° 43' 00"		40° 23' 54"	15. 3.1968	--	0.12
A 231	5° 42' 43"		40° 23' 49"	15. 3.1968	--	0.10
A 232	5° 43' 01"		40° 28' 32"	25. 3.1968	--	3.70
A 233	5° 44' 04"		40° 27' 34"	25. 3.1968	--	0.90
				13. 9.1968	--	0.90
A 234	5° 41' 22"		40° 28' 47"	26. 3.1968	--	0.33
A 235	5° 41' 53"		40° 28' 45"	26. 3.1968	--	0.92
A 236	5° 42' 11"		40° 28' 48"	26. 3.1968	--	0.67
A 237	5° 42' 18"		40° 28' 45"	26. 3.1968	--	0.38
A 240	5° 44' 42"		40° 27' 49"	26. 3.1968	--	0.96
				11. 9.1968	--	0.95
				19. 9.1968	--	0.95
A 241	5° 44' 47"		40° 27' 45"	26. 3.1968	--	1.08
A 242	5° 44' 47"		40° 27' 46"	26. 3.1968	--	0.64
A 243	5° 44' 54"		40° 27' 35"	26. 3.1968	--	0.72
A 247	5° 42' 18"		40° 28' 17"	26. 3.1968	--	0.15
A 248	5° 42' 54"		40° 28' 08"	26. 3.1968	--	0.55
A 250	5° 42' 42"		40° 25' 19"	26. 3.1968	--	0.35
A 254	5° 42' 10"		40° 25' 06"	26. 3.1968	--	0.07
A 255	5° 42' 12"		40° 28' 06"	26. 3.1968	--	0.07
A 262	5° 44' 58"		40° 27' 10"	28. 3.1968	--	0.79
A 263	5° 45' 00"		40° 27' 10"	28. 3.1968	--	0.70
A 264	5° 45' 01"		40° 27' 12"	28. 3.1968	--	0.99
A 272	5° 42' 44"		40° 27' 32"	7. 5.1968	--	0.58
A 275	5° 42' 57"		40° 27' 49"	10. 5.1968	--	0.62
A 276	5° 43' 16"		40° 27' 55"	10. 5.1968	--	0.55
A 277	5° 43' 14"		40° 27' 57"	10. 5.1968	--	0.61
A 278	5° 43' 14"		40° 28' 02"	10. 5.1968	--	1.43
A 279	5° 43' 12"		40° 27' 58"	10. 5.1968	--	0.62
A 280	5° 43' 11"		40° 28' 00"	10. 5.1968	--	0.63
A 281	5° 43' 08"		40° 28' 03"	10. 5.1968	--	0.61
A 282	5° 43' 05"		40° 28' 10"	10. 5.1968	--	0.57
A 284	5° 42' 58"		40° 28' 34"	26. 9.1968	--	1.80
SI/S4	5° 28' 29"		40° 13' 22"	16. 9.1967	--	1.90
				11. 1.1968	--	1.78
SI/S5	5° 28' 28"		40° 13' 17"	16. 9.1967	--	2.70
				11. 1.1968	--	2.45
ALSO 1	5° 44' 21"		40° 27' 29"	15. 2.1968	--	7.78
				11. 9.1968	--	7.78
2	5° 43' 52"		40° 27' 38"	14. 2.1968	--	4.97
				9. 5.1968	--	4.90
				10. 9.1968	--	5.12
3	5° 43' 53"		40° 27' 36"	14. 2.1968	--	0.92
4	5° 44' 28"		40° 27' 50"	16. 2.1968	--	3.60
6	5° 43' 12"		40° 27' 20"	12. 3.1968	--	1.42
7	5° 43' 54"		40° 28' 05"	15. 2.1968	--	3.97
				12. 9.1968	--	4.20

III. Analisi chimiche totali delle acque prelevate in pozzi, sorgenti, polle e canali della Penisola Salentina, nonché di acque di mare.

P O Z Z I									
S I G L A	DATA PRELIEVO	PROFOND. PRELIEVO m p.c.	Ca ⁺⁺ meq/l	Mg ⁺⁺ meq/l	Na ⁺ meq/l	K ⁺ meq/l	Cl ⁻ meq/l	SO ₄ ⁻⁻ meq/l	CO ₃ ⁼⁼ + HCO ₃ ⁻ meq/l
257	5. 9.67		4.817	4.415	11.308	0.301	14.000	1.250	5.700
259	5. 9.67		5.419	4.850	13.877	0.335	17.000	1.956	5.700
274	5. 9.67		7.894	12.175	30.969	0.969	38.500	8.342	5.200
276	15. 1.68		4.026	1.342	4.348	0.375	5.005	0.808	4.190
293	5. 9.67		12.647	1.539	40.971	0.944	46.400	5.174	5.300
299	5. 9.67		5.368	4.817	13.929	0.375	17.150	1.953	5.700
318	5. 9.67		6.623	4.482	16.854	0.390	21.000	2.027	5.600
A 13	15. 1.68		5.032	1.007	0.652	0.199	0.890	0.690	5.300
LEV 4	5. 9.67		16.971	8.300	5.749	0.568	20.920	4.027	6.900
LEV 20	5. 9.67		23.937	27.790	23.247	0.602	67.848	7.294	1.450
LEV 31	5. 9.67		8.522	0.463	6.218	0.099	2.840	6.060	6.300
LEV 64	5. 9.67		47.164	50.844	46.649	0.164	135.000	7.222	4.200
LEV 106	5. 9.67		10.102	5.017	17.398	0.655	16.500	10.263	6.800
LEV 111	5. 9.67		11.440	1.539	11.495	0.110	11.800	3.930	8.400
MASS. COTURI	7.10.72		4.255	0.515	1.061	0.180	1.531	0.386	3.801
MASS. SCORCOLA	7.10.72		4.580	5.173	11.091	0.284	12.566	1.969	6.285
SUD MASS. MARINA	7.10.72		4.742	5.450	17.072	0.378	19.545	2.505	5.018
MASS. MARINA	7.10.72		5.697	7.092	23.487	0.496	27.329	2.974	5.362
S - 1	15.12.72		4.265	8.218	8.786	0.468	10.772	3.291	6.927
S - 2	15.12.72		7.390	3.962	8.786	0.173	10.698	4.230	3.047
S - 3	15.12.72		24.183	39.857	45.235	0.511	67.608	35.593	5.420
S - 4	15.12.72		8.300	8.869	20.442	0.112	21.402	10.033	4.697
15 AB	19.11.68	65.00	7.552	20.558	76.087	1.692	88.079	8.021	6.653
3 K	20.11.68	38.00	5.312	10.558	33.562	0.705	37.498	5.142	6.180
3 RF RO	15.12.67	72.70	1.520	0.466	6.904	0.261	7.237	0.300	2.003
3 RF BO	15.12.67	100.00	4.692	4.936	22.478	0.518	26.045	2.010	4.042
10 RF BO	5. 9.67	78.80	2.713	2.553	3.882	0.112	4.000	0.540	3.700
16 RF BO	5. 9.67	39.00	8.509	7.308	22.835	0.767	30.000	3.410	6.000
23 RF BO	5. 9.67	92.00	2.553	2.340	0.696	0.077	0.800	0.118	4.800
25 RF BO	5. 9.67	80.40	2.766	1.596	0.835	0.066	0.400	0.217	4.300
17 RF NA	5. 9.67	43.50	3.936	5.000	15.006	0.344	17.600	2.050	4.800
9 RF BR	9. 1.68	68.50	1.000	17.000	79.130	1.590	87.714	6.527	1.803
4 II S	19.11.68	97.00	16.751	89.338	423.913	7.949	486.152	62.933	1.246
33 II S	5. 9.67	59.50	4.419	3.245	6.524	0.230	9.200	1.160	4.350
52 II S	18.12.67	84.55	5.392	5.270	29.348	0.659	31.817	3.515	3.836
52 II S	18.12.67	110.55	9.100	14.400	78.435	1.718	88.634	8.271	3.455
53 II S	19.11.68	70.00	3.802	7.604	6.413	0.179	9.006	2.571	6.020
53 II S	19.11.68	100.00	4.406	7.677	24.652	0.500	26.501	2.777	5.336
53 II S	19.11.68	130.00	13.801	37.055	171.739	3.141	195.034	24.371	6.291
12 III S	20.12.67	42.25	3.736	0.588	2.530	0.051	2.622	0.300	4.000
12 III S	5. 9.67	60.50	2.979	3.085	1.950	0.056	2.000	0.449	5.600
12 III S	20.12.67	60.50	3.542	1.054	2.498	0.056	2.563	0.335	4.597
1 V S	12.12.67	105.88	4.500	12.950	60.217	1.307	70.738	4.837	1.252
1 V S	20. 1.67	205.88	9.950	14.500	49.348	1.141	62.079	6.410	3.155
1 V S	12.12.67	205.88	10.800	13.600	46.827	1.154	60.510	6.410	3.105
1 V S	20. 1.67	235.88	13.050	14.950	53.261	1.205	65.056	6.437	4.106
1 V S	12.12.67	235.88	13.750	13.650	52.174	1.256	65.338	6.202	2.774
1 V S	20. 1.67	246.50	13.000	14.100	47.435	1.282	65.338	6.202	2.333
4 V S	5. 9.67	48.00	12.606	20.372	120.884	5.756	150.000	12.100	1.600
4 V S	5. 9.67	490.00	77.393	79.786	372.222	8.952	530.000	22.380	3.400
4 V S	21.11.68	500.00	40.862	152.534	532.609	11.795	681.803	39.077	6.231

Segue III

P O Z Z I									
S I G L A	DATA PRELIEVO	PROFOND. PRELIEVO m p.c.	Ca ⁺⁺ meq/l	Mg ⁺⁺ meq/l	Na ⁺ meq/l	K ⁺ meq/l	Cl ⁻ meq/l	SO ₄ ⁻⁻ meq/l	CO ₃ ⁻⁻ + HCO ₃ ⁻ meq/l
4 V S	21.11.68	513.00	40.760	164.818	554.348	12.051	707.369	43.602	4.070
CH 1	5. 9.67	170.00	34.645	105.170	534.830	11.509	618.200	63.560	2.600
CH 1	4. 7.68	170.00	36.649	108.525	532.609	11.539	619.245	69.696	2.662
CH 1	3. 2.71	170.00	34.431	111.021	519.769	4.207	594.519	64.675	2.527
CH 1	4. 7.68	170.00	8.072	9.895	39.565	0.949	46.656	6.017	6.666
CH 1	3. 2.71	118.00	7.965	11.975	48.932	0.401	55.209	5.920	6.121
CH 1	3. 2.71	145.00	35.720	108.807	515.419	4.220	594.945	65.134	2.402
CH 1	4. 7.68		8.197	10.291	43.478	1.051	48.070	6.017	6.676
CH 1	3. 2.71		6.989	11.920	49.150	0.395	54.941	5.165	6.204
CH 1	4. 7.68		7.114	9.135	36.956	0.949	43.394	5.515	6.627
CH 1	3. 2.71		5.572	9.430	36.101	0.311	41.995	4.571	6.238
CH 1	4. 7.68		7.885	8.156	35.217	0.859	42.414	5.475	6.607
CH 1	2. 2.71		6.001	9.106	35.231	0.292	39.557	4.195	6.229
CH 1	4. 7.68		7.166	9.843	67.391	1.769	75.780	8.223	1.163
CH 1	12. 2.71		4.786	9.176	35.720	0.286	40.924	4.898	6.454
CH 1	22. 7.68	14.00	7.309	9.188	36.304	0.820	42.414	4.977	7.512
CH 2	6. 6.68	40.00	7.895	8.874	36.869	0.820	42.786	4.968	7.248
CH 2	6. 6.68	60.00	7.624	9.270	36.869	0.820	42.786	4.968	6.410
CH 2	6. 6.68	80.00	7.447	8.697	36.869	0.820	42.786	5.194	6.340
CH 2	6. 6.68	100.00	7.499	9.031	36.739	0.820	42.784	5.150	6.577
CH 2	6. 6.68	120.00	7.291	9.239	38.043	0.820	42.786	5.421	6.311
CH 2	6. 6.68	140.00	7.656	9.249	40.217	0.820	45.639	5.510	6.508
CS	10. 1.68	53.00	3.281	1.875	1.043	0.064	1.372	0.452	4.644
CS	23. 2.71	55.00	3.755	1.812	1.792	0.031	2.283	0.423	4.378
CS	4. 7.68	58.00	3.686	2.096	3.939	0.161	4.841	0.484	4.930
CS	4. 7.68	63.00	5.572	5.604	23.478	0.551	26.862	4.171	5.246
CS	4. 7.68	68.00	5.885	5.958	26.087	0.590	29.690	4.252	5.256
CS	10. 1.68	73.00	6.354	7.520	33.261	0.744	37.191	4.810	5.216
CS	10. 1.68	93.00	6.218	7.406	33.913	0.744	38.994	4.698	4.871
CS	22. 2.71	108.00	6.848	7.733	31.860	0.312	37.798	4.067	5.003
CS	10. 1.68	113.00	7.062	6.895	34.130	0.756	39.276	5.533	5.335
CS	10. 1.68	133.00	15.936	40.661	202.174	4.487	228.310	24.390	3.648
CS	6. 6.68	145.00	15.936	35.414	162.609	3.333	191.110	28.140	5.670
CS	6. 6.68	150.00	30.956	87.651	434.783	8.718	487.189	56.006	3.254
CS	10. 1.68	153.00	27.664	87.307	439.130	8.461	487.422	50.135	2.505
CS	6. 6.68	170.00	34.529	112.461	543.478	11.385	617.544	70.912	2.810
CS	10. 1.68	173.00	30.456	99.589	501.739	10.769	558.062	54.200	2.444
CS	25. 2.71	175.00	32.468	105.353	484.972	4.450	562.490	54.409	2.677
CS	6. 6.68	197.00	35.050	113.274	547.826	11.385	621.822	70.912	2.385
CS	10. 1.68	194.00	31.065	106.241	530.435	11.026	587.732	65.481	2.623
CS	29. 1.68		32.208	108.031	530.642	9.974	610.837	51.316	2.600
SI 1	10. 1.68	18.00	5.032	8.177	29.565	0.654	33.660	3.998	5.719
SI 1	10. 1.68	28.00	5.467	8.593	30.435	0.667	34.228	4.312	5.719
SI 1	4. 3.71	30.00	6.146	10.454	37.188	0.384	44.041	4.257	5.629
SI 1	10. 1.68	32.00	8.729	27.644	115.652	2.482	132.637	11.233	5.066
SI 1	10. 1.68	33.00	13.457	64.610	290.435	5.897	321.465	32.475	4.140
SI 1	10. 1.68	38.00	24.894	99.317	478.261	9.744	534.822	51.037	2.958
SI 1	29. 1.68	48.00	23.149	117.089	530.642	10.486	625.790	62.891	2.400
SI 1	5. 3.71	50.00	21.123	116.133	495.846	4.514	581.906	66.783	2.396
SI 1	22. 4.68	61.90	24.196	116.940	543.478	11.282	602.710	65.717	2.761
SI 2	5. 2.71	19.50	5.586	8.052	27.750	0.271	31.907	3.427	5.544
SI 3	11. 1.68	6.00	5.885	10.312	39.565	0.897	46.656	5.421	6.040
SI 3	9. 2.71	9.50	6.401	12.676	48.715	0.452	55.400	5.274	5.489
SI 3	11. 1.68	12.00	6.093	12.395	48.696	1.000	56.268	5.916	5.890
SI 3	9. 2.71	18.50	22.591	117.470	495.846	4.514	580.206	65.226	2.402

Segue III

P O Z Z I									
S I G L A	DATA PRELIEVO	PROFOND. PRELIEVO m p.c.	Ca ⁺⁺ meq/l	Mg ⁺⁺ meq/l	Na ⁺ meq/l	K ⁺ meq/l	Cl ⁻ meq/l	SO ₄ ⁻⁻ meq/l	CO ₃ ⁺⁺ + HCO ₃ ⁻ meq/l
SI 3	4. 7.68	20.00	21.827	106.342	500.000	10.000	558.435	66.185	2.327
SI 3	9. 2.71	20.00	26.798	120.032	498.021	4.501	580.772	72.645	2.012
SI 3	4. 7.68	22.50	21.116	112.636	508.676	11.026	590.969	67.087	1.883
SI 3	11. 1.68	23.66	22.814	116.418	552.390	9.463	595.815	88.239	5.000
SI 4	22. 4.68	3.55	7.239	18.749	79.130	1.692	89.918	9.440	5.725
SI 4	11. 1.68	5.55	20.465	104.340	410.000	9.207	531.748	8.556	3.400
SI 4	11. 1.68	8.00	20.304	104.566	478.261	9.282	533.851	54.425	3.300
SI 4	11. 1.68	13.66	27.258	113.855	508.696	10.513	579.093	60.071	7.725
SI 4	22. 4.68	15.70	23.502	114.717	526.087	11.128	602.279	65.492	3.150
SR	17. 2.71	30.00	4.835	2.040	5.959	0.077	7.269	1.098	4.756
SR	17. 2.71	70.00	4.688	3.258	10.135	0.128	12.341	1.092	4.832
SR	19. 2.71	145.50	43.424	106.037	515.419	4.169	587.292	65.835	2.652
C 5	27. 1.71	33.00	4.787	3.883	12.744	0.157	15.383	1.781	4.550
C 5	27. 1.71	71.00	26.727	114.211	506.720	4.245	581.481	63.595	2.441
E 2	26. 7.71	52.00	4.909	4.548	16.746	0.195	19.342	2.062	4.455
E 3	26. 7.71	10.00	4.447	2.877	8.786	0.096	10.767	0.904	4.350
MS	22.12.72	45.00	4.632	3.841	8.416	0.291	9.464	1.313	6.223
MS	22.12.72	80.00	4.938	4.077	9.743	0.317	11.222	1.463	6.277
MS	22.12.72	90.00	7.131	9.519	35.340	0.780	40.290	4.706	6.520
MS	22.12.72	120.00	13.016	25.780	114.175	2.481	130.664	14.891	6.361
MS	22.12.72	150.00	28.683	69.144	330.564	12.788	388.496	43.150	2.224
MS	22.12.72	180.00	38.114	92.191	465.399	14.578	545.087	57.462	0.788
TA	15. 1.74	59.00	5.886	4.606	15.658	0.384	17.471	2.228	5.757
TA	9.12.71	70.00	3.725	4.851	15.332	0.401	19.488	2.291	3.736
TA	15. 1.74	95.00	5.995	4.951	15.549	0.409	18.523	2.404	5.886
TA	9.12.71	130.00	3.700	5.296	19.899	0.463	22.155	2.833	3.524
TA	15. 1.74	160.00	6.094	5.827	18.485	0.486	21.876	2.805	6.183
TA	9.12.71	200.00	3.790	5.448	19.573	0.463	23.521	2.989	3.595
TA	15. 1.74	210.00	5.610	7.494	30.773	0.646	36.180	3.243	4.171
TA	15. 1.74	225.00	9.233	21.072	104.389	2.481	119.640	11.383	1.377
TA	9.12.71	260.00	44.843	108.539	482.899	9.974	582.001	63.937	1.913
TA	15. 1.74	265.00	44.940	100.912	489.322	12.532	568.898	61.342	2.933
TA	15. 1.74	295.00	44.695	100.417	495.846	10.997	569.973	63.222	3.032
S O R G E N T I - P O L L E - C A N A L I									
BAGNO	22.10.69		5.480	4.300	19.560	0.478	23.670	2.230	3.960
BAGNO	19. 1.71		5.271	4.258	19.094	0.159	22.495	2.776	3.953
CANNETO	23.10.69		5.263	0.638	0.522	0.012	0.699	1.420	4.870
CANNETO	7. 1.72		2.013	0.326	0.531	0.019	0.543	0.262	2.108
CONV.MANFREDONIA	20.10.69		12.223	12.477	62.174	0.610	73.332	7.511	5.867
IRCHIO	21.10.69		7.494	6.988	32.935	0.310	38.301	5.280	4.307
LAURO	22.10.69		7.241	7.028	30.000	0.291	34.862	5.941	5.225
MANFREDONIA	20.10.69		11.717	11.383	58.261	0.559	66.456	6.950	5.907
MASCIONE	22.10.69		6.560	10.390	49.913	0.490	56.699	6.427	6.559
S. NAZARIO	22.10.69		6.720	4.660	19.560	0.610	24.010	1.520	6.760
S. NAZARIO	18. 1.71		6.474	4.526	18.094	0.210	21.633	1.867	6.705
S.NICOLA VARANO	22.10.69		5.985	6.603	28.043	0.276	32.572	5.063	4.307
SIPONTO PONTE	20.10.69		10.560	9.360	48.910	1.290	58.200	4.640	6.320
SIPONTO S.MARIA	20.10.69		8.122	6.998	29.239	0.349	34.053	5.240	6.035
SIPONTO	18. 1.71		10.389	9.594	48.758	0.472	58.153	5.510	6.374
VIESTE GROTTA	21.10.69		13.440	15.200	79.780	1.880	98.200	8.710	4.720
VIESTE GROTTA	21. 1.71		13.347	14.853	79.161	0.639	95.795	8.061	4.703
VIESTE 6	21.10.69		11.980	12.270	62.609	0.551	73.893	6.918	4.890
VIESTE 7	21.10.69		12.507	12.593	63.913	0.590	78.169	7.150	4.919

Segue III

P O Z Z I									
S I G L A	DATA PRELIEVO	PROFOND. PRELIEVO m p.c.	Ca ⁺⁺ meq/l	Mg ⁺⁺ meq/l	Na ⁺ meq/l	K ⁺ meq/l	Cl ⁻ meq/l	SO ₄ ⁻⁻ meq/l	CO ₃ ⁻ +HCO ₃ ⁻ meq/l
TRE FONTANE	6. 7.68		5.020	0.354	1.174	0.051	1.620	0.225	4.891
TRE FONTANE	4. 1.72		3.504	0.820	1.314	0.050	1.357	0.926	3.380
GALESE (TA)	6. 7.68		7.750	8.708	36.956	0.923	44.394	5.306	6.331
RISO (TA)	6. 7.68		7.270	7.864	30.696	0.756	35.062	4.112	6.045
PLINIO	6. 7.68		3.937	0.344	0.539	0.085	1.152	0.246	3.510
PLINIO	4. 1.72		0.884	0.481	0.507	0.086	1.152	0.284	0.730
BORACO	6. 7.68		6.843	7.083	26.087	0.577	31.104	3.065	6.163
BORACO	20.11.68		6.406	6.954	25.217	0.585	28.025	4.216	6.030
BORACO	9. 2.72		6.363	7.214	24.383	0.228	29.189	3.422	5.944
CHIDRO GROTTA	3. 7.68		7.604	8.624	34.783	0.808	41.000	4.319	6.508
CHIDRO POLLA	26. 7.68		7.411	8.832	34.783	0.795	39.586	4.935	6.422
CHIDRO POLLA IDROM.	3. 7.68		7.718	8.374	34.782	0.833	41.566	5.244	6.459
PONTE CHIDRO	3. 7.68		8.416	9.895	46.522	1.000	52.310	6.892	6.439
PONTE CHIDRO	15. 1.68		8.387	19.794	39.353	1.253	52.571	9.856	6.300
CHIDRO POLLA CAN.	2. 2.71		7.486	13.199	51.977	0.437	59.852	6.559	6.154
GROTTA T.LAPILLO	15. 1.68		12.412	34.221	144.755	3.555	172.735	18.044	6.000
GROTTA T.LAPILLO	3. 7.68		11.978	34.685	152.608	3.269	174.746	16.535	6.064
S. ISIDORO	2. 7.68		7.124	17.290	66.956	1.538	82.000	8.596	5.443
VORAGINE COLUCCI	5. 9.67		4.683	2.609	11.495	0.350	14.000	1.439	3.800
PORTO SELVAGGIO	26. 7.68		9.340	17.563	78.261	1.774	92.462	9.110	5.427
GROTTA S.CESAREA	15. 7.70		72.725	47.900	391.457	3.555	458.657	40.963	2.758
GROTTA GATTULLA	15. 7.70		54.800	98.000	504.542	4.450	598.217	49.483	2.347
GIAMMATTEO	26. 6.68		5.791	4.260	18.261	0.397	20.668	2.306	4.664
TORRE CHIANCEA	26. 6.68		6.447	4.979	25.217	0.526	27.710	2.958	4.950
IDUME POLLA	28. 1.70		9.229	22.960	106.998	0.910	114.794	12.708	4.334
IDUME POLLA CAN.C	26. 6.68		9.114	21.915	95.652	2.102	111.690	11.031	4.684
IDUME POLLA CAN.C	20.11.68		4.687	24.365	86.956	1.795	104.665	10.694	4.442
IDUME CAN. B	26. 6.68		6.687	4.687	77.174	0.577	31.104	4.573	5.207
PUNTO D	26. 6.68		8.124	6.041	26.087	0.546	30.820	3.008	6.508
LAPANI	26. 6.68		8.124	6.041	26.087	0.546	30.820	3.008	6.508
TORRE SPECCHIO LA	26. 6.68		6.541	7.604	32.609	0.705	37.324	4.052	5.325
MONTALIERI	15. 1.68		6.374	1.342	1.348	0.025	2.323	1.816	4.900
MONTALIERI	11. 1.72		5.213	1.265	2.012	0.179	3.383	2.283	2.605
M A R E									
LOCALITA'	DATA PRELIEVO	DISTANZA DALLA CO STA (m)	Ca ⁺⁺ meq/l	Mg ⁺⁺ meq/l	Na ⁺ meq/l	K ⁺ meq/l	Cl ⁻ meq/l	SO ₄ ⁻⁻ meq/l	CO ₃ ⁻ +HCO ₃ ⁻ meq/l
VIESTE	20. 1.71		21.914	113.107	482.798	4.463	554.837	63.798	2.720
S. SPIRITO	7.12.72	2.000	23.359	122.937	502.370	11.285	594.495	61.202	2.668
TORRE A MARE	5. 9.67		20.213	110.105	473.975	9.883	578.165	56.850	3.050
IDUME	5. 9.67		20.798	111.596	465.400	10.160	547.500	55.100	3.000
CASALABATE	14.10.73	50	22.544	114.671	508.895	15.601	583.462	61.160	2.576
S. CESAREA TERME	15. 7.70	500	54.000	87.750	521.943	4.757	607.399	49.093	2.386
PORTO CESAREO	4. 7.68	4.000	22.131	119.997	543.478	11.795	624.053	69.279	2.935
PORTO CESAREO	11. 2.71	1.000	23.230	119.837	515.419	4.604	593.244	66.647	2.777
PORTO CESAREO	11. 2.71	1.000	23.229	119.837	515.419	4.604	593.244	66.647	2.777
PORTO CESAREO	14. 2.73	3.000	22.593	116.843	482.798	14.578	584.560	61.565	2.551

IV. Zona sorgenti Idume. Ione Cloruro (g/l) al livello statico.

POZZO	MARZO 68	APRILE 69	OTTOBRE 69
19	--	0.059	0.050
20	--	0.057	0.050
23	1.20	0.565	0.149
27	--	0.403	0.418
35	--	0.109	0.126
36	--	0.134	0.131
105	--	0.454	0.458
106	--	0.065	0.101
107	0.42	0.252	0.362
108	0.44	0.434	0.339
109	0.56	0.555	0.503
110	--	0.534	0.522
111	--	0.323	0.301
113	--	0.045	0.050
114	--	0.114	0.156
119	--	0.124	0.075
120	--	0.222	0.272
121	--	0.272	0.176
122	0.24	0.272	0.176
123	0.10	0.079	0.131
124	--	0.144	0.226
125	--	0.434	0.438
126	--	0.182	0.269
127	--	0.036	0.025
134	--	0.134	0.454
136	0.37	0.224	0.262
137	0.05	0.036	0.052
139	0.45	0.351	0.443
140	0.15	0.169	0.161
141	0.60	0.231	0.206
147	0.09	0.026	0.075
150	0.54	0.468	0.347
151	0.40	0.360	0.322

POZZO	MARZO 68	APRILE 69	OTTOBRE 69
152	0.10	0.080	0.050
156	0.46	0.151	0.075
159	0.13	0.123	0.080
161	0.39	0.353	0.352
162	0.35	0.239	0.352
163	0.11	0.118	0.092
164	0.79	0.519	0.594
165	0.74	0.226	0.367
166	0.75	0.038	0.127
167	1.36	0.363	0.740
168	0.04	0.035	0.040
170	0.55	0.471	0.478
171	0.55	0.344	0.251
172	0.60	0.487	0.533
173	0.60	0.489	0.533
174	0.16	0.139	0.141
176	0.13	0.119	0.111
178	0.35	0.288	0.111
179	0.35	0.199	0.106
185	0.17	1.151	1.097
191	0.08	0.079	0.085
192	0.21	0.191	0.171
193	0.55	0.323	0.157
194	0.63	0.648	0.775
196	0.55	0.217	0.342
201	0.65	0.787	0.870
203	0.53	0.465	0.433
204	0.56	0.289	0.352
212	0.88	0.835	0.754
215	1.05	0.875	0.265
216	1.07	0.346	0.302
218	0.48	0.194	0.192
221	0.06	0.059	0.060

POZZO	MARZO 68	APRILE 69	OTTOBRE 69
223	0.95	0.920	0.855
238	0.55	0.601	0.670
239	0.42	0.134	0.427
244	1.10	0.204	0.397
245	0.25	0.035	0.158
246	0.76	0.730	0.760
249	0.56	0.491	0.377
251	0.25	0.238	0.352
252	0.10	0.095	0.075
253	0.12	0.273	0.126
256	0.05	0.099	0.103
257	1.02	0.661	0.710
271	0.21	0.328	0.246
274	0.17	0.238	0.146
283	--	0.553	0.573
285	--	0.996	0.923
286	--	0.053	0.050
290	--	0.835	0.699
291	--	0.154	0.473
292	--	0.576	0.870
293	--	0.553	0.246
294	--	0.156	0.397
295	--	0.561	0.402
296	--	0.071	0.141
299	--	0.558	0.267
300	--	0.049	0.350
301	--	0.565	0.573
302	--	0.126	0.201
304	--	0.033	0.060
54 I I S	--	0.276	0.302
E/22	--	0.775	0.775

V. Determinazione in sito della CO₂ indipendente, del pH, degli ioni HCO₃⁻ E CO₃⁻⁻

SIGLA	DATA	PROFON. m p.c.	CO ₃ ⁻⁻ meq/l	CO ₂ meq/l	HCO ₃ ⁻ meq/l	pH	SIGLA	DATA	PROFON. m p.c.	CO ₃ ⁻⁻ meq/l	CO ₂ meq/l	HCO ₃ ⁻ meq/l	pH			
POZZO SI/1	16. 9.1969	18.00	--	0.654	5.536	7.15	POZZO C1	25. 9.1969	56.00	--	0.402	4.327	7.43			
		25.00	--	0.654	5.485	7.25			POZZO C5	24. 9.1969	1.50	--	0.372	4.206	7.35	
		31.00	--	0.604	5.385	7.35			5.00		--	0.251	4.125	7.37		
		33.00	--	0.101	2.315	7.45			10.00		--	0.302	4.025	7.45		
		42.00	--	0.151	2.365	7.40			15.00		--	0.352	4.226	7.35		
		29.50	--	1.335	5.529	7.06			20.00		--	0.433	4.337	7.25		
		POZZO SI/2	1. 2.1971	19.50	--	1.171			5.544		7.26	25.00	--	0.503	4.477	7.25
				POZZO SI/3	16. 9.1969	5.80			--		0.654	5.385	6.90	30.00	--	0.352
		10.00	--	0.654		5.385			7.35		35.00	--	0.503	4.477	7.22	
		14.00	--	0.614		5.304			7.25		38.00	--	0.412	4.578	7.35	
14.45	--	0.503	5.334	7.10		45.00	--	0.352	4.578		7.40					
14.80	--	0.191	5.365	7.20		50.00	--	0.302	4.477	7.40						
15.40	0.201	--	2.114	7.78		55.00	--	0.251	3.119	7.39						
15.45	0.352	--	1.308	8.10		59.50	--	0.191	2.847	7.20						
15.50	0.403	--	1.510	8.25		64.00	--	0.152	2.666	7.37						
15.60	0.101	--	2.114	7.78		68.00	--	0.272	2.566	7.37						
17.20	--	0.201	2.315	7.20		70.00	--	0.191	2.475	7.38						
19.50	--	0.201	2.265	7.30	74.00	--	0.101	2.616	7.40							
POZZO SI/4	3. 7.1969	9.50	--	1.288	5.489	7.17	POZZO E2	Genn. 1971	51.00	--	0.802	4.570	7.28			
		18.50	--	0.283	2.402	7.25			POZZO E3	5.11.1969	6.50	--	0.157	3.463	7.61	
1.50	--	0.350	5.120	7.50	"	--			0.217		3.747	7.54				
9.50	0.040	--	2.450	7.62	"	--			0.237		3.657	7.51				
14.50	0.200	--	2.200	7.62	"	--			0.267		3.700	7.43				
POZZO C1	25. 9.1969	2.00	--	0.403	5.183	7.40			"		--	0.300	3.733	7.31		
		4.00	--	0.050	3.170	7.61			"		--	0.347	3.743	7.29		
		4.25	0.050	--	2.969	7.62			"		--	0.173	3.706	7.51		
		5.00	--	--	3.000	7.62			"		--	0.242	3.722	7.42		
		5.50	--	--	2.969	7.60			"		--	0.340	3.817	7.45		
		6.00	--	--	2.969	7.62	"	--	0.300		3.875	7.46				
		7.00	0.101	--	2.818	7.67	"	--	0.262	3.955	7.43					
		8.00	--	--	2.868	7.65	"	--	0.150	3.430	7.60					
		9.00	--	0.201	2.868	7.65	"	--	0.120	4.050	7.55					
		10.30	--	0.151	2.919	7.70	"	--	0.150	4.450	7.58					
13.65	--	0.050	2.617	7.65	"	--	0.210	4.420	7.56							
14.20	--	0.050	2.516	7.60	"	--	0.080	4.550	7.58							
15.10	--	0.050	2.516	7.75	"	--	0.220	4.600	7.65							
6.00	--	0.151	3.572	7.42	POZZO E4	26. 9.1969	0.50	--	0.650	4.400	--					
10.00	--	0.302	4.427	7.40			0.70	--	0.520	4.880	--					
15.00	--	0.302	4.377	7.38			6.00	--	0.400	4.930	--					
20.00	--	0.352	4.427	7.38			10.00	--	0.300	4.700	--					
25.00	--	0.352	4.528	7.35			15.00	--	0.380	4.680	--					
31.50	--	0.503	4.528	7.35			20.00	--	0.350	4.570	--					
35.50	--	0.624	4.528	7.21			25.00	--	0.480	4.500	--					
42.00	--	0.402	4.578	7.21			30.00	--	0.350	4.480	--					
POZZO E5	12.11.1969	9.00	--	0.230			4.720	7.58								
"		--	0.220	4.217			7.39									

* Pozzo in quiete, prelievo con campionatore.

Segue V

SIGLA	DATA	PROFON. m p.c.	CO ₃ ⁻⁻ meq/l	CO ₂ meq/l	HCO ₃ ⁻⁻ meq/l	pH	
POZZO E5	12.11.1969	9.00	--	0.240	4.160	7.30	
		"	--	0.323	4.067	7.25	
	14.11.1969	"	--	0.320	3.657	7.23	
		"	--	0.377	3.827	7.47	
	12.11.1969	"	--	0.399	4.117	7.38	
		5.50	--	0.200	3.500	7.50	
		6.50	--	0.250	3.800	7.52	
		8.50	--	0.250	4.450	7.48	
		9.50	--	0.230	4.720	7.58	
		10.50	--	0.250	4.650	7.52	
		* 5.50	--	0.170	3.330	7.60	
		* 6.50	--	0.220	3.950	7.56	
		* 7.50	--	0.140	4.330	7.58	
		* 8.50	--	0.150	4.750	7.66	
	* 9.50	--	0.090	4.880	7.68		
	* 10.50	--	0.170	4.880	7.68		
	* 11.30	--	0.050	3.600	7.70		
	POZZO SR	18. 2.1972	30.00	--	1.191	4.937	7.00
			70.00	--	0.803	4.788	--
			146.00	--	0.626	2.952	--
POZZO CS	25. 2.1972	55.00	--	0.519	4.378	--	
		108.00	--	0.648	5.003	--	
		175.00	--	0.239	2.677	--	
POZZO CHI	2. 7.1969	170.00	--	0.151	2.141	7.30	
		* 110.00	--	0.854	6.130	7.10	
		* 115.00	--	0.724	6.181	7.05	
		* 120.00	--	0.724	6.110	7.13	
		124.00	--	1.437	5.226	7.00	
		128.00	--	0.341	2.442	7.20	
		130.00	--	0.221	2.492	7.22	
		135.00	--	0.181	2.512	7.28	
		140.00	--	0.251	2.412	7.25	
		146.00	--	0.151	2.512	7.32	
		85.50	--	0.854	6.231	7.10	
		68.50	--	0.925	6.231	7.05	
		40.50	--	0.904	6.231	7.08	
		14.00	--	0.553	6.412	7.23	
	21. 7.1969	170.00	--	0.151	2.567	7.00	
		* 110.00	--	0.855	6.089	6.98	
		* 114.00	--	0.906	5.989	7.03	
		* 118.00	--	1.476	5.918	7.05	
		120.00	--	0.755	6.039	6.88	
		* "	--	0.785	6.039	6.88	
* "	--	0.936	6.059	6.93			
* "	--	0.805	6.039	7.05			
122.00	--	0.906	5.938	7.32			
* 124.00	--	0.906	5.938	6.82			

* Pozzo in quiete, prelievo con campionatore

SIGLA	DATA	PROFON. m p.c.	CO ₃ ⁻⁻ meq/l	CO ₂ meq/l	HCO ₃ ⁻⁻ meq/l	pH
POZZO CH 1	21. 7.1969	124.00	--	0.840	6.039	7.17
		* "	--	0.654	5.435	7.10
		* 126.00	--	0.604	5.063	7.12
		128.00	--	0.735	3.724	7.02
		132.00	--	0.262	2.486	7.42
		"	--	0.322	2.466	7.10
		136.00	--	0.352	2.516	7.05
		140.00	--	0.352	2.466	--
		142.00	--	0.252	2.617	--
		* 85.00	--	0.855	6.119	7.00
		* 68.00	--	0.855	6.220	6.98
40.00	--	0.956	6.140	7.15		
14.00	--	0.584	6.311	7.27		

VI. Valori del contenuto in Radon (10^{-10} Ci/l) nelle acque di pozzi e sorgenti.

SIGLA	COORDINATE GEOGRAFICHE		DATA	TEMP. ACQUA °C	RADON 10^{-10} Ci/l	PRESS. ATMOSF. mm Hg
	Long. Est	Latit. Nord				
SORGENTE VIESTE 5	--	--	28. 9.1966	--	96.90	--
	--	--	25. 5.1968	18.0	93.60	--
SORGENTE VIESTE 6	--	--	28. 9.1966	--	52.10	--
SORGENTE VIESTE 7	--	--	25. 5.1968	16.0	14.20	--
SORGENTE CANNETO	--	--	25.10.1966	--	1.00	--
	--	--	27.10.1966	--	1.00	--
SORGENTE CONCHIGLIA	3° 26' 52"	41° 36' 48"	22. 5.1968	21.3	8.60	--
SORGENTE CONCHIGLIA SINISTRA	3° 26' 52"	41° 36' 50"	29. 8.1968	22.0	6.90	--
SORGENTE ASCIATIZZA	--	--	27.10.1966	--	1.00	--
SORGENTE S. NAZARIO 1	3° 00' 10"	41° 51' 06"	23. 5.1968	26.7	7.43	--
SORGENTE S. NAZARIO 2	3° 00' 10"	41° 51' 06"	23. 5.1968	27.2	7.33	--
			4. 9.1968	27.5	7.00	--
SORGENTE SIPONTO	3° 26' 47"	41° 36' 40"	22. 5.1968	21.2	14.50	--
			29. 8.1968	22.0	13.50	--
SORGENTE OVEST SIPONTO	3° 25' 55"	41° 36' 20"	30. 8.1968	22.0	6.50	--
SORGENTE MASCIONE	--	--	23. 5.1968	16.8	6.73	--
SORGENTE S. NICOLA VARANO	3° 13' 47"	41° 52' 28"	24. 5.1968	14.0	8.40	--
SORGENTE BAGNO	3° 18' 36"	41° 50' 33"	24. 5.1968	13.6	7.71	--
SORGENTE IRCHIO	3° 21' 32"	41° 52' 18"	24. 5.1968	14.0	6.55	--
CAVA MANFREDONIA	3° 26' 50"	41° 37' 14"	22. 5.1968	21.0	8.83	--
POZZO 1			29. 8.1968	21.5	7.20	--
m 0.15 dal p.c.			11. 2.1970	20.2	5.96	742.5
			11. 2.1970	20.2	6.95	741.5
			11. 2.1970	20.2	6.37	740.5
			12. 2.1970	20.7	7.01	749.0
			12. 2.1970	20.5	6.23	748.0
			12. 2.1970	20.7	6.36	749.0
			12. 2.1970	20.7	6.65	749.0
			13. 2.1970	20.5	5.83	746.8
			13. 2.1970	20.5	6.48	746.4
			13. 2.1970	20.5	6.73	746.2
			25. 2.1970	20.5	6.63	755.0
			25. 2.1970	20.2	6.92	754.0
m 5.00 dal p.c.			11. 2.1970	20.5	6.73	742.5
			11. 2.1970	20.5	7.30	741.5
			11. 2.1970	20.5	6.64	740.5
			12. 2.1970	21.0	6.47	748.0
			12. 2.1970	21.0	6.76	749.0
			12. 2.1970	21.2	6.36	749.0
			12. 2.1970	21.2	7.10	749.0
			13. 2.1970	21.0	6.39	746.8
			13. 2.1970	21.0	6.34	746.4
			13. 2.1970	21.0	6.51	746.2
			25. 2.1970	20.5	6.95	755.0

Segue VI

SIGLA	COORDINATE GEOGRAFICHE		DATA	TEMP. ACQUA °C	RADON 10 ⁻¹⁰ Ci/l	PRESS. ATMOSF. mm Hg
	Long. Est	Latit. Nord				
CAVA MANFREDONIA POZZO 2	3° 26' 50"	41° 37' 14"	29. 8.1968	--	10.80	--
SORGENTE ACQUA DI CRISTO	3° 28' 46"	41° 38' 05"	29. 8.1968	19.7	4.80	--
SORGENTE CONVENTO POZZO PESCATORE	3° 29' 29"	41° 38' 30"	29. 8.1968	19.0	8.20	--
POZZO FONTANAROSA	3° 27' 11"	41° 36' 05"	30. 8.1968	22.4	4.38	--
POZZO MASSERIA PANELLE	3° 24' 23"	41° 35' 06"	30. 8.1968	23.0	4.78	--
POZZO 1 dei Monaci	3° 25' 26"	41° 36' 01"	30. 8.1968	21.0	0.84	--
POZZO A (Podere Chiancata)	2° 58' 06"	41° 46' 55"	3. 9.1968	17.5	0.07	--
POZZO O	--	--	3. 9.1968	20.0	1.53	--
POZZO S. NAZARIO	2° 59' 59"	41° 51' 08"	4. 9.1968	22.3	3.18	--
POZZO P (Mass. 5 Ponti)	--	--	4. 9.1968	21.0	0.58	--
POZZO MASS. MEZZA NELLA	--	--	4. 9.1968	19.5	0.75	--
POZZO Q	3° 02' 50"	41° 42' 53"	4. 9.1968	18.0	1.37	--
POZZO R (Masseria Mezzanagrande)	3° 05' 13"	41° 40' 34"	5. 9.1968	19.8	1.14	--
POZZO N (Masseria Bilancia)	3° 06' 45"	41° 39' 38"	5. 9.1968	18.5	1.10	--
POZZO S (Mass. San Chirico)	3° 14' 45"	41° 35' 49"	5. 9.1968	20.0	0.26	--
POZZO Z (Masseria Scarale)	3° 14' 22"	41° 35' 18"	5. 9.1968	18.5	8.55	--
POZZO T (Masseria San Chirico)	3° 14' 37"	41° 35' 16"	6. 9.1968	19.5	2.64	--
VASCA CHIRICO AMENDOLA	3° 14' 20"	41° 35' 17"	6. 9.1968	10.6	6.65	--
SORGENTE SAN CHIRI CO AMENDOLA	--	--	6. 9.1968	21.0	0.19	--
POZZO SI/4	3° 15' 43"	41° 34' 53"	6. 9.1968	18.5	1.70	--
"	5° 28' 24"	40° 13' 19"	3. 6.1968	18.0	5.56	--
"			4. 6.1968	18.5	5.87	--
"			4. 6.1968	18.0	5.31	--
"			23. 8.1968	19.8	3.40	--
"			4. 6.1968	19.2	0.95	--
"			23. 8.1968	19.8	0.90	--
"			3. 6.1968	19.0	0.77	--
"			4. 6.1968	19.0	0.82	--
"			23. 8.1968	20.3	0.80	--
SORGENTE BAIA SORGENTE BAIA NORD	5° 28' 23"	40° 13' 19"	4. 6.1968	17.7	6.22	--
SORGENTE BAIA SUD	--	--	23. 8.1968	18.6	3.50	--
	--	--	23. 8.1968	18.2	4.20	--

Segue VI

SIGLA	COORDINATE GEOGRAFICHE		DATA	TEMP. ACQUA °C	RADON 10 ⁻¹⁰ Ci/l	PRESS. ATMOSF. mm Hg
	Long. Est	Latit. Nord				
POLLA MAREOGRAFO	5° 28' 24"	40° 13' 18"	5. 6.1968	19.0	3.00	--
			23. 8.1968	19.2	3.30	--
POLLA COZZE CURATE	5° 28' 25"	40° 13' 08"	5. 6.1968	18.5	7.14	--
			23. 8.1968	19.0	4.50	--
MARE S. ISIDORO	5° 28' 19"	40° 13' 21"	5. 6.1968	21.3	1.05	--
AISO COZZE CURATE	5° 28' 27"	40° 13' 10"	23. 8.1968	19.0	5.90	--
POZZO SI/S4	5° 28' 29"	40° 13' 22"	22. 8.1968	18.2	3.70	--
"			10.12.1969	17.5	16.92	748.0
"			10.12.1969	--	12.59	748.0
"			10.12.1969	--	14.22	746.0
"			11.12.1969	--	10.80	742.0
"			11.12.1969	--	9.75	743.0
"			11.12.1969	--	9.40	743.0
"			11.12.1969	--	9.86	743.0
"			12.12.1969	--	9.35	748.0
"			12.12.1969	--	10.00	748.5
"			12.12.1969	--	9.90	749.0
POZZO SI/S5	5° 28' 28"	40° 13' 17"	22. 8.1968	18.3	4.60	--
POZZO SI/S6	5° 28' 27"	40° 13' 19"	22. 8.1968	19.3	2.90	--
POZZO SI/1	5° 28' 44"	40° 13' 32"				
m 18			16. 9.1969	18.6	7.90	--
25			17. 9.1969	18.2	8.50	--
31			17. 9.1969	18.8	6.30	--
33			17. 9.1969	18.8	6.90	--
42			17. 9.1969	18.8	9.60	--
18			11.12.1969	18.7	4.32	--
21			11.12.1969	18.6	8.11	--
25			11.12.1969	--	7.74	--
26.50			12.12.1969	19.2	7.60	--
31.50			12.12.1969	--	7.36	--
35			12.12.1969	19.7	5.22	--
42			12.12.1969	--	6.97	--
POZZO SI/3	5° 28' 33"	40° 13' 33"				
m 5.80			16. 9.1969	18.5	9.80	--
9.20			16. 9.1969	19.0	10.30	--
13.20			16. 9.1969	19.2	8.50	--
14.80			16. 9.1969	18.4	8.30	--
17.20			16. 9.1969	19.2	2.00	--
19.50			16. 9.1969	19.2	2.60	--
5.60			10.12.1969	18.2	10.20	--
7.50			10.12.1969	18.3	10.20	--
9.50			10.12.1969	--	10.05	--
12.00			11.12.1969	--	9.05	--
15.00			11.12.1969	18.5	2.81	--
17.50			11.12.1969	18.5	2.80	--
20.00			11.12.1969	18.5	2.65	--

Segue VI

SIGLA	COORDINATE GEOGRAFICHE		DATA	TEMP. ACQUA °C	RADON 10 ⁻¹⁰ Ci/l	PRESS. ATMOSF. mm Hg
	Long. Est	Latit. Nord				
POZZO CH 1 bis	5° 14' 56"	40° 18' 21"	6. 6.1968	17.5	5.50	--
VASCA CHIDRO	5° 14' 54"	40° 18' 20"	6. 6.1968	18.3	14.20	--
SORGENTE CHIDRO 1	5° 14' 50"	40° 18' 21"	18. 6.1968	19.0	4.10	--
SORGENTE CHIDRO 2	5° 14' 50"	40° 18' 20"	19. 6.1968	18.5	3.50	--
POLLA VASCA CHIDRO	5° 14' 52"	40° 18' 20"	19. 6.1968	18.8	12.10	--
POZZO CH 1	5° 14' 55"	40° 18' 21"				
m 170			6. 6.1968	18.9	0.89	--
"			18. 6.1968	19.0	0.62	--
"			12.11.1968	18.2	0.37	--
m 145			6. 6.1968	18.5	15.40	--
"			18. 6.1968	18.3	13.00	--
"			18. 6.1968	18.3	15.54	--
"			19. 6.1968	18.3	13.45	--
"			21. 6.1968	--	12.98	--
m 108.85			13.11.1968	--	12.05	--
110			13.11.1968	--	11.48	--
110			13.11.1968	--	11.78	--
115			13.11.1968	--	12.34	--
119			13.11.1968	--	12.40	--
120			13.11.1968	--	12.98	--
121			13.11.1968	18.0	8.83	--
124			13.11.1968	17.8	10.24	--
125.90			13.11.1968	18.00	8.95	--
128			13.11.1968	18.3	5.03	--
130			13.11.1968	18.5	0.80	--
135			13.11.1968	18.8	0.70	--
140			13.11.1968	18.3	0.82	--
146			13.11.1968	18.9	0.82	--
			18. 6.1968	18.5	10.20	--
			19. 6.1968	19.0	10.06	--
			18. 6.1968	18.5	4.62	--
			20. 6.1968	--	5.09	--
			18. 6.1968	19.0	4.52	--
			18. 6.1968	19.3	4.33	--
POZZO CH 2	5° 13' 13"	40° 18' 31"				
m 31			18.12.1968	18.5	3.92	--
37			18.12.1968	18.5	6.59	--
52			18.12.1968	18.5	5.10	--
85			18.12.1968	18.6	3.84	--
101			18.12.1968	18.6	2.03	--
125			18.12.1968	18.5	3.33	--
136			18.12.1968	18.8	0.16	--
145			18.12.1968	19.0	0.12	--
POZZO S/CH 2	5° 13' 13"	40° 18' 29"	21. 6.1968	--	2.77	--
TORRE CASTIGLIONE	--	--	21. 6.1968	--	3.25	--
POZZO LEV. 61	5° 33' 15"	40° 17' 18"	31. 7.1968	--	<0.35	--
POZZO LEV. 54	5° 32' 57"	40° 17' 04"	31. 7.1968	--	<0.30	--
POZZO A 10	5° 32' 38"	40° 17' 37"	31. 7.1968	--	<0.30	--

Segue VI

SIGLA	COORDINATE GEOGRAFICHE		DATA	TEMP. ACQUA °C	RADON 10 ⁻¹⁰ Ci/l	PRESS. ATMOSF. mm Hg
	Long. Est	Latit. Nord				
POZZO LEV. 16	5° 32' 43"	40° 18' 33"	1. 8.1968	--	<0.30	--
POZZO LEV. 7	5° 32' 22"	40° 19' 07"	1. 8.1968	--	0.30	--
POZZO LEV. 20	5° 32' 13"	40° 18' 19"	1. 8.1968	--	<0.30	--
POZZO LEV. 4	5° 32' 04"	40° 19' 03"	2. 8.1968	--	<0.30	--
POZZO LEV. 35	5° 31' 44"	40° 19' 28"	2. 8.1968	--	<0.30	--
POZZO LEV. 31	5° 32' 57"	40° 20' 44"	2. 8.1968	--	<0.30	--
POZZO LEV. 40	5° 33' 54"	40° 20' 38"	3. 8.1968	--	0.00	--
POZZO LEV. 80	5° 32' 27"	40° 20' 15"	3. 8.1968	--	<0.30	--
POZZO LEV. 89	5° 31' 00"	40° 21' 07"	3. 8.1968	--	0.00	--
AISO 1	5° 44' 21"	40° 27' 29"	11. 9.1968	19.0	22.30	--
AISO 2	5° 43' 52"	40° 27' 38"	10. 9.1968	19.0	16.50	--
AISO 3	5° 43' 53"	40° 27' 36"	26. 8.1968	19.3	15.40	--
AISO 7	5° 43' 54"	40° 28' 50"	12. 9.1968	19.2	34.10	--
1^ POLLA CANALE C	5° 43' 59"	40° 27' 44"	7. 6.1968	18.8	16.76	--
			27. 8.1968	19.3	15.40	--
2^ POLLA CANALE C	5° 43' 30"	40° 27' 42"	27. 8.1968	19.5	13.70	--
POLLA BACINO	5° 43' 56"	40° 28' 00"	12. 9.1968	19.2	115.50	--
POZZO A B	5° 44' 30"	40° 27' 34"	27. 8.1968	19.5	2.80	--
POZZO 136	5° 43' 48"	40° 27' 21"	13. 9.1968	20.0	10.90	--
POZZO 139	5° 43' 13"	40° 27' 14"	10. 9.1968	20.0	15.30	--
POZZO 140	5° 43' 20"	40° 27' 18"	11. 9.1968	20.0	4.10	--
POZZO 146	5° 42' 48"	40° 27' 43"	11. 9.1968	20.0	1.60	--
POZZO 147	5° 42' 50"	40° 27' 45"	11. 9.1968	19.0	1.40	--
POZZO 149	5° 43' 06"	40° 27' 34"	26. 8.1968	23.0	2.80	--
POZZO 174	5° 43' 02"	40° 27' 08"	12. 9.1968	18.5	12.90	--
POZZO 197	5° 43' 17"	40° 27' 51"	27. 8.1968	22.5	3.10	--
POZZO 201	5° 43' 22"	40° 27' 40"	12. 9.1968	18.5	4.80	--
POZZO 203	5° 42' 43"	40° 28' 07"	12. 9.1968	19.0	17.80	--
POZZO 206	5° 43' 24"	40° 28' 10"	13. 9.1968	19.5	0.05	--
POZZO 208	5° 43' 13"	40° 27' 29"	26. 8.1968	20.5	11.70	--
POZZO 212	5° 43' 38"	40° 27' 53"	26. 8.1968	19.0	11.31	--
			11. 9.1968	19.2	11.80	--
POZZO 215	5° 44' 44"	40° 27' 28"	10. 9.1968	19.2	7.90	--
POZZO 216	5° 44' 40"	40° 27' 23"	10. 9.1968	20.0	3.60	--
POZZO 220	5° 44' 25"	40° 27' 10"	11. 9.1968	20.0	0.70	--
POZZO 223	5° 44' 05"	40° 27' 31"	27. 8.1968	--	5.50	--
POZZO 240	5° 44' 42"	40° 27' 49"	11. 9.1968	19.0	4.60	--
POZZO 233	5° 44' 04"	40° 27' 34"	13. 9.1968	19.8	8.40	--
POZZO 244	5° 44' 31"	40° 27' 23"	27. 8.1968	19.5	0.03	--
POZZO 246	5° 43' 45"	40° 27' 45"	26. 8.1968	21.5	6.20	--
			12. 9.1968	20.5	21.20	--
			13. 1.1970	--	20.17	753.0
			14. 1.1970	--	10.15	758.0
			14. 1.1970	--	20.35	758.0
			15. 1.1970	--	22.66	759.0
POZZO 257	5° 44' 17"	40° 27' 22"	26. 8.1968	21.8	0.10	--
POZZO 275	5° 42' 57"	40° 27' 49"	27. 8.1968	19.8	6.20	--
MARE I DUME Punto X	5° 44' 40"	40° 28' 05"	27. 8.1968	23.0	0.20	--

Segue VI

SIGLA	COORDINATE GEOGRAFICHE		DATA	TEMP. ACQUA °C	RADON 10 ⁻¹⁰ Ci/l	PRESS. ATMOSF. mm Hg
	Long. Est	Latit. Nord				
POZZO C 1	5° 43' 00"	40° 26' 50"				
m 7			25. 4.1969	18.0	19.30	--
14			25. 4.1969	18.7	20.00	--
16.50			25. 4.1969	18.9	7.88	--
20			25. 4.1969	18.8	37.30	--
26			25. 4.1969	19.0	34.50	--
40			25. 4.1969	19.1	34.00	--
56			25. 4.1969	19.3	10.45	--
POZZO C 5	5° 42' 51"	40° 27' 49"				
m 3			24. 4.1969	17.5	9.40	--
12			24. 4.1969	18.0	9.10	--
26			24. 4.1969	17.5	17.00	--
32			24. 4.1969	18.3	18.60	--
37			24. 4.1969	18.2	20.00	--
69			24. 4.1969	19.2	8.70	--
73			24. 4.1969	19.2	9.00	--
20			24. 9.1969	19.3	16.00	--
45			24. 9.1969	19.0	17.40	--
50			24. 9.1969	20.2	6.40	--
55			24. 9.1969	19.4	2.60	--
59.50			24. 9.1969	19.2	3.40	--
64			24. 9.1969	19.3	4.90	--
66			24. 9.1969	19.6	11.10	--
POZZO E 2			5° 43' 23"	40° 27' 19"		
m 1.50	13. 1.1970	18.7			20.19	--
5.50	13. 1.1970	--			19.55	--
7.50	8.10.1969	--			21.22	--
9.50	13. 1.1970	--			13.70	--
12.50	8.10.1969	--			21.92	--
14.50	14. 1.1970	--			19.89	--
17.50	14. 1.1970	--			13.70	--
19.50	8.10.1969	--			15.81	--
23.50	13. 1.1970	--			13.60	--
29.50	13. 1.1970	18.7			8.51	--
37.50	13. 1.1970	18.7			2.34	--
46.50	13. 1.1970	18.7			3.66	--
52.00	13. 1.1970	18.7			4.07	--
POZZO E 4	5° 43' 40"	40° 27' 55"				
m 0.80			2. 9.1969	20.5	12.60	--
7.00			2. 9.1969	18.9	8.60	--
10.00			2. 9.1969	18.8	11.80	--
15.00			2. 9.1969	--	15.60	--
18.00			2. 9.1969	18.7	15.00	--
24.00			2. 9.1969	18.7	14.60	--
28.00			2. 9.1969	18.7	6.70	--
31.00	2. 9.1969	--	3.30	--		

Segue VI

SIGLA	COORDINATE GEOGRAFICHE		DATA	TEMP. ACQUA °C	RADON 10 ⁻¹⁰ Ci/l	PRESS. ATMOSF. mm Hg
	Long. Est	Latit. Nord				
POZZO LABORATORIO	--	--				
Campione N 1			29.11.1969	--	2.19	759.0
2			29.11.1969	--	2.02	759.0
3			29.11.1969	--	2.36	757.0
4			30.11.1969	--	2.14	747.0
5			30.11.1969	--	2.52	747.0
6			30.11.1969	--	2.97	747.5
7			30.11.1969	--	2.72	748.5
8			30.11.1969	--	2.71	751.0
9			1.12.1969	--	2.51	754.0
10			1.12.1969	--	2.41	751.0
11			1.12.1969	--	2.44	746.0
12			2.12.1969	--	2.39	744.0
13			2.12.1969	--	2.31	745.0
14			3.12.1969	--	2.52	748.0
15			3.12.1969	--	2.34	750.0
16			5.12.1969	--	2.34	741.0
17			5.12.1969	--	2.32	742.0

VII. Composizioni chimiche medie mensili relative a 11 stazioni pluviografiche di campionamento.

I - VIESTE

PERIODO DI CAMPIONAMENTO	Ca ⁺⁺ mg/l	Mg ⁺⁺ mg/l	Na ⁺ mg/l	K ⁺ mg/l	Cl ⁻ mg/l	SO ₄ ⁻⁻ mg/l	HCO ₃ ⁻ mg/l
MAGGIO 1967	15.0	3.5	10.80	0.32	24.0	11.1	30.6
GIUGNO "	15.4	7.5	9.76	2.59	23.6	42.6	15.3
LUGLIO "	2.9	4.5	5.20	4.42	13.6	72.6	11.6
AGOSTO "	9.2	3.7	6.40	0.43	16.8	7.0	23.3
SETTEMBRE "	6.6	2.9	4.20	4.39	12.7	72.4	22.1
OTTOBRE "	16.9	7.1	14.20	0.33	32.5	5.5	34.3
NOVEMBRE "	7.3	4.4	7.60	1.88	17.9	30.9	26.4
DICEMBRE "	18.3	10.7	42.00	6.46	71.7	106.0	42.3
GENNAIO 1968	13.7	17.0	46.80	3.28	81.8	53.9	27.6
FEBBRAIO "	17.0	15.2	33.00	1.51	60.9	24.8	29.4
MARZO "	39.7	33.5	78.80	0.54	144.5	8.87	38.6
APRILE "	15.1	5.3	9.14	0.36	21.07	5.9	28.4

II - SAN CATALDO BONIFICA

PERIODO DI CAMPIONAMENTO	Ca ⁺⁺ mg/l	Mg ⁺⁺ mg/l	Na ⁺ mg/l	K ⁺ mg/l	Cl ⁻ mg/l	SO ₄ ⁻⁻ mg/l	HCO ₃ ⁻ mg/l
MAGGIO 1967	15.0	6.4	14.50	0.16	31.2	2.3	18.3
GIUGNO "	0.0	0.0	2.20	1.31	9.7	18.6	8.5
LUGLIO "	6.9	0.9	2.06	0.27	10.07	3.8	21.2
AGOSTO "	11.9	1.6	2.23	0.04	12.7	0.6	28.7
SETTEMBRE "	4.6	0.0	2.17	1.10	8.2	15.6	20.7
OTTOBRE "	7.5	0.6	5.54	0.58	14.4	8.3	30.5
NOVEMBRE "	4.2	0.0	2.50	1.23	9.0	17.5	27.4
DICEMBRE "	5.4	3.7	7.20	2.94	18.7	41.7	24.4
GENNAIO 1968	4.2	0.0	7.08	2.13	16.8	30.2	23.2
FEBBRAIO "	3.3	2.5	8.40	0.74	19.7	10.5	19.5
MARZO "	3.1	3.9	7.20	1.02	17.7	14.5	18.3
APRILE "	8.3	5.5	8.68	0.22	21.1	3.2	25.6

Segue VII

III - S. PIETRO IN BEVAGNA

PERIODO DI CAMPIONAMENTO	Ca ⁺⁺ mg/l	Mg ⁺⁺ mg/l	Na ⁺ mg/l	K ⁺ mg/l	Cl ⁻ mg/l	SO ₄ ⁻⁻ mg/l	HCO ₃ ⁻ mg/l
MAGGIO 1967	17.7	3.7	7.21	0.04	41.3	1.3	33.2
GIUGNO "	5.8	3.2	1.20	0.26	8.2	8.5	22.7
LUGLIO "	2.9	0.0	0.84	0.43	12.5	14.0	12.9
AGOSTO "	5.0	0.0	0.64	0.16	8.2	5.2	14.1
SETTEMBRE "	2.0	0.4	0.26	0.30	6.2	10.0	14.7
OTTOBRE "	3.7	0.0	1.00	0.07	9.0	2.2	15.3
NOVEMBRE "	4.2	0.9	1.12	0.15	6.2	5.0	19.0
DICEMBRE "	3.3	0.7	2.32	0.93	8.2	30.5	12.9
GENNAIO 1968	3.3	1.7	6.40	0.46	15.6	15.0	14.1
FEBBRAIO "	4.2	0.0	6.00	0.29	9.6	9.4	20.2
MARZO "	3.7	2.0	3.94	0.16	12.3	5.2	19.6
APRILE "	5.0	3.0	3.72	0.05	9.0	1.8	26.3

IV - MASSERIA CARDAMI

PERIODO DI CAMPIONAMENTO	Ca ⁺⁺ mg/l	Mg ⁺⁺ mg/l	Na ⁺ mg/l	K ⁺ mg/l	Cl ⁻ mg/l	SO ₄ ⁻⁻ mg/l	HCO ₃ ⁻ mg/l
MAGGIO 1967	30.0	5.6	14.70	0.32	33.5	3.2	62.2
GIUGNO "	22.5	3.7	5.36	0.66	17.5	6.7	54.9
LUGLIO "	17.5	1.2	3.28	1.76	13.2	17.9	42.7
AGOSTO "	11.9	1.6	2.23	0.33	9.67	3.3	26.1
SETTEMBRE "	7.9	1.3	2.20	2.45	8.69	24.9	22.7
OTTOBRE "	19.6	3.4	5.84	1.25	17.7	12.7	45.7
NOVEMBRE "	8.8	1.8	5.67	1.79	11.79	18.2	24.4
DICEMBRE "	10.4	1.6	5.14	5.86	13.2	59.6	30.5
GENNAIO 1968	7.5	4.4	14.50	3.40	30.4	34.6	20.1
FEBBRAIO "	7.5	3.7	29.00	1.24	49.8	12.6	9.1
MARZO "	7.5	5.4	16.00	1.61	32.8	16.4	9.1
APRILE "	16.7	10.9	18.70	0.44	36.8	4.4	11.0

Segue VII

V - MASSERIA MONTERUGA

PERIODO DI CAMPIONAMENTO	Ca ⁺⁺ mg/l	Mg ⁺⁺ mg/l	Na ⁺ mg/l	K ⁺ mg/l	Cl ⁻ mg/l	SO ₄ ⁻⁻ mg/l	HCO ₃ ⁻ mg/l
MAGGIO 1967	17.7	3.7	7.21	0.05	41.9	0.8	27.4
GIUGNO "	6.2	3.1	1.90	0.49	8.8	7.1	21.3
LUGLIO "	3.3	0.0	1.20	1.21	7.4	17.5	21.3
AGOSTO "	3.3	0.0	1.80	0.23	8.2	3.4	20.1
SETTEMBRE "	7.9	1.3	2.20	0.54	8.69	7.8	22.7
OTTOBRE "	3.3	0.0	1.90	0.80	8.2	11.6	21.3
NOVEMBRE "	2.1	3.2	2.50	0.28	9.0	4.0	17.1
DICEMBRE "	3.7	3.6	6.20	1.52	15.6	22.0	22.6
GENNAIO 1968	4.6	5.0	11.00	0.89	23.4	12.8	24.4
FEBBRAIO "	3.7	2.0	4.60	0.51	14.1	7.3	24.4
MARZO "	2.9	3.0	4.80	0.39	13.7	5.6	17.7
APRILE "	6.2	2.7	4.88	0.12	14.9	1.8	21.3

VI - BOSCO UMBRO

PERIODO DI CAMPIONAMENTO	Ca ⁺⁺ mg/l	Mg ⁺⁺ mg/l	Na ⁺ mg/l	K ⁺ mg/l	Cl ⁻ mg/l	SO ₄ ⁻⁻ mg/l	HCO ₃ ⁻ mg/l
MAGGIO 1967	17.7	3.7	7.21	0.04	21.25	0.7	33.2
GIUGNO "	8.8	1.9	2.53	0.31	9.87	6.2	19.4
LUGLIO "	16.2	2.5	4.40	1.54	16.8	31.0	28.7
AGOSTO "	5.8	4.9	4.20	0.83	14.0	16.8	33.5
SETTEMBRE "	15.6	0.4	7.60	0.72	18.7	14.4	35.4
OTTOBRE "	11.4	1.7	6.52	1.14	16.4	22.9	31.7
NOVEMBRE "	4.2	3.4	12.65	0.63	26.9	12.7	22.0
DICEMBRE "	6.2	6.6	21.40	3.50	43.3	70.4	27.4
GENNAIO 1968	7.9	6.9	28.40	1.13	57.3	26.7	24.4
FEBBRAIO "	7.8	3.3	7.97	0.96	18.23	12.7	21.9
MARZO "	8.2	4.8	9.57	0.68	22.06	8.8	20.1
APRILE "	23.7	8.2	25.30	0.16	48.2	3.2	42.7

Segue VII

VII - NOVOLI

PERIODO DI CAMPIONAMENTO	Ca ⁺⁺ mg/l	Mg ⁺⁺ mg/l	Na ⁺ mg/l	K ⁺ mg/l	Cl ⁻ mg/l	SO ₄ ⁻⁻ mg/l	HCO ₃ ⁻ mg/l
MAGGIO 1967	15.8	4.5	8.96	0.39	20.6	3.2	29.3
GIUGNO "	17.1	2.9	5.00	0.49	14.4	4.0	36.6
LUGLIO "	10.0	0.0	2.50	2.21	9.7	18.0	30.5
AGOSTO "	16.2	3.5	4.14	0.59	12.5	4.8	35.4
SETTEMBRE "	6.7	5.2	4.20	2.55	11.7	20.8	23.2
OTTOBRE "	8.3	0.0	3.20	1.30	9.7	10.6	29.7
NOVEMBRE "	4.6	2.5	4.20	1.37	12.1	11.2	20.7
DICEMBRE "	7.1	4.9	8.96	4.76	19.5	38.8	32.9
GENNAIO 1968	5.8	4.7	9.08	3.17	20.5	25.9	30.5
FEBBRAIO "	3.3	4.0	5.20	1.78	15.5	14.5	22.0
MARZO "	7.1	4.6	13.00	1.42	23.5	11.6	16.5
APRILE "	26.2	8.5	18.00	0.36	38.4	2.9	43.9

VIII - NOCI

PERIODO DI CAMPIONAMENTO	Ca ⁺⁺ mg/l	Mg ⁺⁺ mg/l	Na ⁺ mg/l	K ⁺ mg/l	Cl ⁻ mg/l	SO ₄ ⁻⁻ mg/l	HCO ₃ ⁻ mg/l
MAGGIO 1967	12.5	5.4	4.60	0.24	13.2	2.2	40.3
GIUGNO "	9.2	0.4	1.64	1.66	8.6	15.0	20.7
LUGLIO "	6.9	0.0	1.20	1.62	7.0	14.6	28.7
AGOSTO "	15.6	1.9	2.70	0.49	10.1	4.4	27.4
SETTEMBRE "	10.4	0.0	1.50	1.24	6.2	11.2	27.4
OTTOBRE "	19.2	4.9	3.24	0.47	11.7	4.2	34.2
NOVEMBRE "	15.8	3.2	6.40	0.95	11.9	8.6	30.5
DICEMBRE "	11.6	0.5	3.16	2.69	9.3	24.3	24.4
GENNAIO 1968	12.5	10.4	23.40	1.62	44.6	14.7	27.4
FEBBRAIO "	12.5	7.9	5.76	1.21	18.1	10.6	26.2
MARZO "	16.6	10.4	8.40	0.69	21.3	6.2	26.8
APRILE "	24.2	5.1	5.60	0.28	17.3	2.6	41.5

Segue VII

IX - SAN MARCO IN LAMIS

PERIODO DI CAMPIONAMENTO	Ca ⁺⁺ mg/l	Mg ⁺⁺ mg/l	Na ⁺ mg/l	K ⁺ mg/l	Cl ⁻ mg/l	SO ₄ ⁻⁻ mg/l	HCO ₃ ⁻ mg/l
MAGGIO 1967	6.7	0.9	2.10	0.13	7.4	3.4	27.6
GIUGNO "	4.2	1.1	1.54	0.47	6.0	12.7	6.1
LUGLIO "	4.2	0.0	1.10	1.10	5.5	29.7	12.9
AGOSTO "	6.7	0.4	1.24	0.31	5.8	8.5	12.9
SETTEMBRE "	5.4	0.0	0.24	0.58	4.9	15.6	13.5
OTTOBRE "	11.2	1.2	1.60	0.13	9.7	3.5	20.8
NOVEMBRE "	9.6	0.0	2.10	0.30	7.8	8.1	21.4
DICEMBRE "	6.2	0.6	2.80	1.56	9.7	42.1	24.5
GENNAIO 1968	4.4	3.7	4.84	0.61	20.6	16.5	18.4
FEBBRAIO "	5.6	0.0	1.00	0.39	8.0	10.5	19.6
MARZO "	5.8	2.0	2.44	0.30	10.8	8.0	22.7
APRILE "	12.9	3.4	2.64	0.14	10.1	3.8	26.3

X - MINERVINO MURGE

PERIODO DI CAMPIONAMENTO	Ca ⁺⁺ mg/l	Mg ⁺⁺ mg/l	Na ⁺ mg/l	K ⁺ mg/l	Cl ⁻ mg/l	SO ₄ ⁻⁻ mg/l	HCO ₃ ⁻ mg/l
MAGGIO 1967	15.4	2.9	3.30	0.28	11.7	5.5	27.0
GIUGNO "	19.2	3.1	4.56	0.22	17.9	4.3	19.0
LUGLIO "	12.1	1.2	1.50	1.14	9.3	22.1	29.4
AGOSTO "	15.4	2.5	2.54	0.82	10.1	16.0	22.7
SETTEMBRE "	14.6	1.7	2.44	0.61	9.3	12.0	20.2
OTTOBRE "	17.3	0.6	3.20	0.45	11.7	8.7	32.5
NOVEMBRE "	20.0	4.7	8.16	0.34	20.3	6.7	22.7
DICEMBRE "	10.2	2.2	5.60	1.70	15.6	32.9	26.3
GENNAIO 1968	8.7	7.6	9.60	1.20	21.8	23.4	22.1
FEBBRAIO "	10.0	4.1	4.40	0.57	13.5	11.1	14.7
MARZO "	10.7	1.9	3.60	0.52	11.7	10.1	25.7
APRILE "	23.3	5.6	9.20	0.15	24.1	2.9	25.7

Segue VII

XI - LUCERA

PERIODO DI CAMPIONAMENTO	Ca ⁺⁺ mg/l	Mg ⁺⁺ mg/l	Na ⁺ mg/l	K ⁺ mg/l	Cl ⁻ mg/l	SO ₄ ⁻⁻ mg/l	HCO ₃ ⁻ mg/l
MAGGIO 1967	17.7	3.7	7.21	0.12	12.1	1.2	47.8
GIUGNO "	6.7	0.0	0.90	1.81	5.8	19.4	23.3
LUGLIO "	6.9	0.9	2.06	0.49	10.07	5.3	21.2
AGOSTO "	22.5	0.6	1.74	0.97	9.2	10.4	50.3
SETTEMBRE "	16.7	0.0	0.60	0.99	5.8	10.7	41.7
OTTOBRE "	26.2	0.5	2.44	0.53	10.1	5.7	47.8
NOVEMBRE "	18.3	0.0	2.04	0.73	8.2	7.8	31.1
DICEMBRE "	11.7	0.7	3.20	2.31	9.2	24.8	12.5
GENNAIO 1968	10.0	9.1	8.80	1.68	20.6	18.0	21.4
FEBBRAIO "	12.9	2.2	3.88	1.41	12.7	15.1	27.6
MARZO "	25.0	2.6	5.20	0.15	26.1	1.6	34.9
APRILE "	17.1	0.0	9.14	0.07	12.1	0.8	26.3

VIII. Composizioni chimiche medie semestrali delle precipitazioni liquide alle stazioni di Bari Lab., Bari S.I. e Noci.

BARI LAB.								
PERIODO DI CAMPIONAMENTO	Ca ⁺⁺ meq/l	Mg ⁺⁺ meq/l	Na ⁺ meq/l	K ⁺ meq/l	Cl ⁻ meq/l	SO ₄ ⁻⁻ meq/l	HCO ₃ ⁻ meq/l	Residuo secco mg/l
SEMESTRE MAGGIO 1969 OTTOBRE 1969	0.373	0.049	0.058	0.006	0.134	0.225	0.157	29.180
SEMESTRE NOVEMBRE 1969 APRILE 1970	0.398	0.313	0.154	0.011	0.253	0.509	0.203	55.359
SEMESTRE MAGGIO 1970 OTTOBRE 1970	0.383	0.160	0.155	0.009	0.232	0.312	0.193	42.656
SEMESTRE NOVEMBRE 1970 APRILE 1971	0.398	0.319	0.147	0.009	0.239	0.505	0.182	53.875

BARI S. I.								
PERIODO DI CAMPIONAMENTO	Ca ⁺⁺ meq/l	Mg ⁺⁺ meq/l	Na ⁺ meq/l	K ⁺ meq/l	Cl ⁻ meq/l	SO ₄ ⁻⁻ meq/l	HCO ₃ ⁻ meq/l	Residuo secco mg/l
SEMESTRE MAGGIO 1969 OTTOBRE 1969	0.355	0.023	0.109	0.011	0.184	0.179	0.172	30.724
SEMESTRE NOVEMBRE 1969 APRILE 1970	1.173	0.427	0.274	0.013	0.359	1.157	0.520	119.699
SEMESTRE MAGGIO 1970 OTTOBRE 1970	0.614	0.176	0.548	0.019	0.697	0.374	0.182	76.038
SEMESTRE NOVEMBRE 1970 APRILE 1971	0.441	0.742	0.813	0.039	1.038	0.653	0.127	110.148

NOCI								
PERIODO DI CAMPIONAMENTO	Ca ⁺⁺ meq/l	Mg ⁺⁺ meq/l	Na ⁺ meq/l	K ⁺ meq/l	Cl ⁻ meq/l	SO ₄ ⁻⁻ meq/l	HCO ₃ ⁻ meq/l	Residuo secco mg/l
SEMESTRE MAGGIO 1969 OTTOBRE 1969	0.637	0.062	0.058	0.011	0.164	0.183	0.449	43.509
SEMESTRE NOVEMBRE 1969 APRILE 1970	0.815	1.580	0.292	0.021	0.403	2.220	0.187	169.765
SEMESTRE MAGGIO 1970 OTTOBRE 1970	0.476	0.073	0.069	0.010	0.137	0.261	0.258	37.657
SEMESTRE NOVEMBRE 1970 APRILE 1971	0.776	2.905	0.265	0.014	0.369	3.571	0.162	247.077

IX. Composizioni chimiche medie delle precipitazioni secche alle stazioni di Bari S.I., Bari Lab. e Noci.

BARI S.I.									BARI S.I.								
PERIODO DI CAMPIONAMENTO	Ca ⁺⁺ meq/l	Mg ⁺⁺ meq/l	Na ⁺ meq/l	K ⁺ meq/l	Cl ⁻ meq/l	SO ₄ ⁻⁻ meq/l	HCO ₃ ⁻ meq/l	Residuo secco mg/l	PERIODO DI CAMPIONAMENTO	Ca ⁺⁺ meq/l	Mg ⁺⁺ meq/l	Na ⁺ meq/l	K ⁺ meq/l	Cl ⁻ meq/l	SO ₄ ⁻⁻ meq/l	HCO ₃ ⁻ meq/l	Residuo secco mg/l
MAGGIO 1969	0.479	0.360	0.259	0.035	0.321	0.446	0.328	64.123	MAGGIO 1970	0.638	0.373	0.074	0.020	0.137	0.520	0.410	62.181
GIUGNO	0.679	0.125	0.094	0.011	0.246	0.289	0.507	73.794	GIUGNO	0.560	0.298	0.049	0.014	0.120	0.363	0.497	53.359
LUGLIO	0.547	0.182	0.317	0.018	0.386	0.252	0.504	62.342	LUGLIO	0.509	0.297	0.223	0.015	0.214	0.323	0.522	58.587
AGOSTO	0.663	0.156	0.083	0.011	0.191	0.209	0.608	52.948	AGOSTO	0.396	0.369	0.063	0.015	0.139	0.335	0.407	47.908
SETTEMBRE	0.481	0.140	0.081	0.011	0.127	0.197	0.473	42.047	SETTEMBRE	0.428	0.357	0.097	0.022	0.183	0.485	0.446	59.433
OTTOBRE	0.373	0.353	0.102	0.011	0.221	0.259	0.307	44.185	OTTOBRE	0.385	0.468	0.275	0.016	0.340	0.536	0.424	71.132
NOVEMBRE	0.813	0.294	0.085	0.017	0.196	0.449	0.600	69.366	NOVEMBRE	0.682	0.878	0.525	0.091	0.638	0.991	0.446	123.828
DICEMBRE	0.893	1.029	0.567	0.028	0.857	1.162	0.426	143.754	DICEMBRE	0.550	1.286	0.473	0.072	0.586	1.495	0.248	137.530
GENNAIO 1970	0.666	1.092	0.190	0.017	0.276	1.304	0.471	118.486	GENNAIO 1971	0.427	0.979	0.126	0.067	0.151	1.173	0.228	94.702
FEBBRAIO	0.672	0.871	0.168	0.013	0.244	1.003	0.548	102.033	FEBBRAIO	0.643	1.222	1.196	0.066	1.206	1.499	0.213	179.115
MARZO	0.749	1.118	1.192	0.038	1.344	1.102	0.550	174.845	MARZO	0.702	0.824	0.220	0.043	0.253	1.179	0.264	104.474
APRILE	0.739	0.664	0.800	0.041	0.966	0.723	0.589	129.369	APRILE	0.756	0.476	0.159	0.011	0.205	0.657	0.471	78.216

Segue IX

NOCI								
PERIODO DI CAMPIONAMENTO	Ca ⁺⁺ meq/l	Mg ⁺⁺ meq/l	Na ⁺ meq/l	K ⁺ meq/l	Cl ⁻ meq/l	SO ₄ ⁻⁻ meq/l	HCO ₃ ⁻ meq/l	Residuo secco mg/l
MAGGIO 1969	0.892	0.063	0.052	0.006	0.152	0.249	0.728	59.681
GIUGNO	1.311	0.014	0.047	0.012	0.138	0.086	1.167	72.658
LUGLIO	1.532	0.001	0.051	0.011	0.167	0.134	1.405	87.519
AGOSTO	0.893	0.049	0.039	0.009	0.092	0.098	0.870	56.256
SETTEMBRE	0.921	0.059	0.048	0.007	0.175	0.103	0.828	56.993
OTTOBRE	0.807	0.083	0.051	0.007	0.148	0.170	0.731	54.385
NOVEMBRE	1.001	0.073	0.064	0.008	0.169	0.388	0.692	68.485
DICEMBRE	0.322	1.789	0.088	0.008	0.179	1.644	0.224	122.737
GENNAIO 1970	0.459	1.278	0.049	0.006	0.087	1.578	0.249	112.599
FEBBRAIO	0.331	1.246	0.032	0.004	0.135	1.245	0.183	92.826
MARZO	0.679	0.695	0.080	0.006	0.185	0.929	0.305	84.615
APRILE	0.853	0.440	0.100	0.010	0.199	0.531	0.644	77.369

NOCI								
PERIODO DI CAMPIONAMENTO	Ca ⁺⁺ meq/l	Mg ⁺⁺ meq/l	Na ⁺ meq/l	K ⁺ meq/l	Cl ⁻ meq/l	SO ₄ ⁻⁻ meq/l	HCO ₃ ⁻ meq/l	Residuo secco mg/l
MAGGIO 1970	0.609	0.639	0.035	0.019	0.134	0.727	0.560	78.293
GIUGNO	0.613	0.103	0.022	0.006	0.141	0.200	0.519	44.730
LUGLIO	0.697	0.117	0.045	0.008	0.100	0.209	0.631	49.609
AGOSTO	0.776	0.127	0.030	0.009	0.197	0.179	0.631	53.038
SETTEMBRE	0.705	0.110	0.024	0.006	0.071	0.207	0.649	48.467
OTTOBRE	0.316	0.190	0.025	0.006	0.064	0.171	0.304	29.224
NOVEMBRE	0.452	1.129	0.071	0.008	0.121	1.345	0.300	102.775
DICEMBRE	0.244	1.186	0.015	0.004	0.006	1.206	0.213	86.553
GENNAIO 1971	0.305	1.243	0.063	0.007	0.160	1.350	0.203	99.627
FEBBRAIO	0.303	2.097	0.129	0.009	0.225	2.433	0.117	163.281
MARZO	0.618	2.273	0.134	0.011	0.270	2.510	0.174	179.057
APRILE	0.452	1.320	0.051	0.007	0.143	1.398	0.243	106.235

Segue IX

BARI LAB.								
PERIODO DI CAMPIONAMENTO	Ca ⁺⁺ meq/l	Mg ⁺⁺ meq/l	Na ⁺ meq/l	K ⁺ meq/l	Cl ⁻ meq/l	SO ₄ ⁻⁻ meq/l	HCO ₃ ⁻ meq/l	Residuo secco mg/l
MAGGIO 1969	0.825	0.162	0.092	0.009	0.164	0.413	0.527	62.607
GIUGNO	0.839	0.064	0.065	0.009	0.096	0.314	0.588	55.884
LUGLIO	0.601	0.285	0.090	0.010	0.161	0.387	0.539	58.750
AGOSTO	0.677	0.108	0.051	0.008	0.130	0.253	0.471	47.502
SETTEMBRE	0.510	0.039	0.041	0.006	0.130	0.165	0.329	34.481
OTTOBRE	0.530	0.093	0.036	0.006	0.089	0.267	0.324	38.684
NOVEMBRE	0.756	0.141	0.036	0.008	0.109	0.322	0.529	53.503
DICEMBRE	0.609	0.427	0.121	0.008	0.171	0.718	0.274	69.347
GENNAIO 1970	0.560	0.471	0.063	0.011	0.102	0.633	0.365	63.995
FEBBRAIO	0.569	0.451	0.112	0.010	0.164	0.680	0.299	64.509
MARZO	0.488	0.566	0.257	0.014	0.378	0.617	0.407	75.557
APRILE	0.790	0.231	0.165	0.019	0.239	0.540	0.471	64.928

BARI LAB.								
PERIODO DI CAMPIONAMENTO	Ca ⁺⁺ meq/l	Mg ⁺⁺ meq/l	Na ⁺ meq/l	K ⁺ meq/l	Cl ⁻ meq/l	SO ₄ ⁻⁻ meq/l	HCO ₃ ⁻ meq/l	Residuo secco mg/l
MAGGIO 1970	0.805	0.363	0.047	0.014	0.102	0.585	0.547	70.473
GIUGNO	0.707	0.313	0.053	0.020	0.120	0.482	0.580	65.081
LUGLIO	0.648	0.216	0.082	0.009	0.143	0.450	0.476	59.094
AGOSTO	0.795	0.118	0.043	0.007	0.116	0.372	0.538	56.499
SETTEMBRE	0.668	0.235	0.041	0.008	0.109	0.382	0.487	54.560
OTTOBRE	0.643	0.064	0.076	0.007	0.157	0.304	0.385	47.606
NOVEMBRE	0.491	0.392	0.084	0.007	0.164	0.575	0.355	61.105
DICEMBRE	0.579	0.481	0.055	0.008	0.116	0.701	0.375	68.216
GENNAIO 1971	0.594	0.451	0.039	0.007	0.096	0.562	0.416	61.660
FEBBRAIO	0.555	0.554	0.239	0.011	0.335	0.753	0.345	82.317
MARZO	0.795	0.441	0.090	0.012	0.123	0.811	0.456	81.112
APRILE	0.687	0.388	0.102	0.011	0.171	0.670	0.385	71.219

X. Altezze mensili (in mm) di pioggia.

STAZIONI PLUVIOGRAFICHE DI CAMPIONAMENTO	Distanza minima dal mare Km	Quote sul livello mare m	1 9 6 7									1 9 6 8			
			M	G	L	A	S	O	N	D	G	F	M	A	
			1 - VIESTE	0.3	50	9.8	37.4	63.8	6.2	63.4	4.8	27.2	93.2	47.4	21.8
2 - S.CATALDO BONIFICA	0.6	5	6.0	47.8	9.8	1.6	40.0	21.2	44.8	107.0	77.4	27.0	37.2	8.2	
3 - S.PIETRO in BEVAGNA	1.2	16	1.2	10.0	49.8	27.0	23.2	36.8	20.4	113.0	36.4	38.76	25.66	5.2	
4 - MASS. CARDAMI	6.0	40	6.4	13.2	35.4	6.6	49.2	25.2	36.0	117.8	68.4	25.0	32.4	8.8	
5 - MASS. MONTERUGA	7.0	92	3.2	30.0	73.4	14.2	32.8	48.6	17.0	92.4	53.8	30.8	23.6	7.6	
6 - BOSCO UMBRA	9.0	754	10.0	65.0	106.6	40.0	76.4	17.0	38.2	232.2	114.4	71.8	40.0	13.4	
7 - NOVOLI	15.0	65	8.4	10.4	47.0	12.6	54.2	27.6	29.2	101.2	67.4	37.8	30.2	7.6	
8 - NOCI	23.0	444	8.0	54.8	53.4	16.2	40.8	15.4	31.4	88.8	53.6	40.0	22.8	9.4	
9 - S.MARCO in LAMIS	23.0	566	13.0	48.0	112.2	32.0	59.0	13.2	30.6	159.4	62.4	39.8	30.4	14.4	
10 - MINERVINO MURGE	30.5	460	13.8	10.8	55.6	40.2	30.2	21.8	16.8	82.8	58.7	28.0	25.4	7.2	
11 - LUCERA	43.8	254	5.4	84.2	23.0	45.4	46.2	24.8	33.8	107.4	78.2	65.6	6.8	3.4	

XI. Valori mensili dei parametri atmosferici alle stazioni di: Noci, Bari S.I. e Bari Lab.

N O C I													
PERIODO DI CAMPIONAMENTO	ALTEZZA DI PIOGGIA mm	PRESS. ATM. MEDIA mm/Hg	TEMPE- RATURA MEDIA °C	UMIDITA' RELATIVA MEDIA %	VENTI VELOC. MEDIA Km/h	DIREZIONE VENTI							
						N	NW	W	SW	S	SE	E	NE
MAGGIO 1969	43.8	760.9	14.2	63.0	17.83	11.5	3.5	1.5	1.5	9.5	0.0	0.0	1.5
GIUGNO	29.8	758.9	18.6	61.0	16.02	9.5	3.0	1.5	0.5	8.0	0.5	0.5	3.5
LUGLIO	61.2	763.1	20.2	56.0	12.96	16.0	1.5	1.5	0.5	3.5	0.0	0.5	2.5
AGOSTO	35.6	760.1	21.8	61.5	11.07	9.5	1.5	1.5	1.5	9.0	0.0	0.5	1.0
SETTEMBRE	122.8	762.2	19.5	78.0	11.00	8.5	1.0	1.5	1.5	4.5	0.5	0.0	5.5
OTTOBRE	13.6	764.8	14.4	82.0	7.24	8.5	0.5	0.0	0.0	1.5	0.0	0.5	6.5
NOVEMBRE	50.4	762.5	12.2	78.0	15.35	3.5	2.5	1.5	0.5	15.0	0.5	0.0	0.5
DICEMBRE	87.8	755.5	5.8	84.5	15.04	3.5	8.0	1.5	1.5	7.5	0.0	0.5	1.0
GENNAIO 1970	25.0	759.1	8.1	83.0	15.52	4.5	2.5	2.0	0.5	14.5	0.0	0.5	0.0
FEBBRAIO	17.0	758.4	6.8	76.0	18.19	4.0	5.5	2.0	2.0	9.5	0.5	0.0	0.5
MARZO	34.8	758.8	8.3	76.0	18.76	6.5	2.5	1.5	1.0	14.5	0.0	0.0	1.0
APRILE	22.4	760.7	11.7	69.0	17.24	3.5	3.0	2.5	2.0	10.0	0.5	0.0	2.5
MAGGIO	24.0	759.3	17.2	79.3	11.02	3.5	0.5	5.5	0.5	8.5	0.5	0.5	4.5
GIUGNO	4.4	761.6	20.4	60.0	13.41	8.5	1.5	0.5	1.5	9.5	0.0	0.5	4.5
LUGLIO	29.8	759.6	21.9	56.0	14.54	9.5	3.0	1.5	1.0	6.5	0.0	0.0	5.0
AGOSTO	1.8	760.3	23.9	56.0	11.06	7.0	2.5	1.5	0.5	6.5	0.5	0.5	4.5
SETTEMBRE	92.2	762.7	20.7	65.0	9.17	7.5	1.5	0.5	1.5	4.5	0.5	0.5	4.5
OTTOBRE	133.0	763.8	14.0	79.0	10.80	8.5	2.5	0.5	1.0	5.5	0.0	0.0	3.5
NOVEMBRE	17.8	764.1	11.7	79.5	11.19	6.0	2.5	1.0	3.0	8.0	0.5	0.0	1.0
DICEMBRE	25.4	763.3	9.2	60.0	10.83	5.0	1.0	0.5	2.0	7.5	0.5	1.5	3.0
GENNAIO 1971	120.8	760.0	8.5	61.0	15.54	5.5	2.0	1.0	1.5	12.5	1.5	0.5	1.5
FEBBRAIO	71.4	760.7	6.7	58.0	12.35	8.5	4.5	0.5	1.5	4.0	0.0	0.5	3.5
MARZO	76.8	757.9	6.2	62.0	14.52	8.0	2.5	2.0	1.5	9.5	0.5	0.5	2.5
APRILE	50.6	758.4	12.1	72.0	14.85	5.5	1.5	1.5	2.0	12.5	0.5	0.5	1.5

B A R I S. I.													
PERIODO DI CAMPIONAMENTO	ALTEZZA DI PIOGGIA mm	PRESS. ATM. MEDIA mm/Hg	TEMPE- RATURA MEDIA °C	UMIDITA' RELATIVA MEDIA %	VENTI VELOC. MEDIA Km/h	DIREZIONE VENTI							
						N	NW	W	SW	S	SE	E	NE
MAGGIO 1969	26.2	756.0	16.8	51.0	8.61	5.5	6.0	1.5	2.0	3.5	1.5	3.0	1.5
GIUGNO	106.0	753.5	21.5	61.0	4.00	5.0	2.0	9.0	1.0	2.5	1.0	3.0	4.0
LUGLIO	18.4	757.2	23.6	58.5	4.63	7.0	3.5	9.0	2.0	0.5	0.0	4.0	4.5
AGOSTO	117.8	753.7	24.8	54.5	4.87	3.5	2.5	7.0	5.0	5.0	0.0	5.5	1.5
SETTEMBRE	161.4	756.5	22.3	57.5	2.92	5.0	3.0	8.5	2.5	2.5	1.0	4.0	3.5
OTTOBRE	13.6	761.0	17.4	63.0	5.01	6.0	2.5	10.0	10.0	1.0	1.0	4.5	3.0
NOVEMBRE	37.8	753.5	15.4	64.0	10.22	1.5	1.5	4.5	3.0	5.5	0.5	1.0	1.5
DICEMBRE	144.0	750.0	8.1	70.0	10.22	0.5	1.5	8.5	6.5	4.5	0.5	1.0	0.0
GENNAIO 1970	21.2	754.5	10.4	65.5	10.22	1.0	2.5	2.5	6.5	14.0	3.5	0.5	0.0
FEBBRAIO	20.0	753.5	9.6	62.0	11.17	4.0	3.5	3.5	3.5	1.5	0.5	0.5	0.0
MARZO	32.4	750.2	10.7	60.5	9.48	6.5	6.0	3.0	6.5	2.0	1.0	1.0	0.5
APRILE	23.0	753.0	14.1	56.5	10.01	5.5	3.5	4.0	4.0	4.5	0.5	3.0	1.5
MAGGIO	31.0	754.5	20.3	56.5	6.45	5.5	2.0	6.5	2.0	1.5	0.0	6.0	1.5
GIUGNO	3.4	753.7	23.2	60.0	6.19	8.0	7.5	1.5	2.0	1.5	1.5	5.0	3.0
LUGLIO	36.4	751.5	24.6	52.5	7.76	9.0	8.5	2.5	1.5	0.5	0.5	3.5	4.0
AGOSTO	0.6	752.7	26.3	50.0	6.32	5.5	3.5	6.0	2.0	1.0	1.0	6.0	4.0
SETTEMBRE	50.8	757.2	23.0	50.0	5.76	8.0	5.5	2.5	3.5	1.5	1.0	5.0	3.0
OTTOBRE	74.0	756.5	16.9	61.0	4.65	6.0	6.5	3.5	3.5	1.5	1.5	1.0	3.5
NOVEMBRE	10.8	756.0	14.7	64.0	5.00	6.0	7.0	3.5	7.5	3.0	1.5	1.0	1.0
DICEMBRE	20.0	757.5	11.3	59.0	2.94	3.5	5.5	4.5	3.0	2.5	1.5	1.5	1.5
GENNAIO 1971	91.6	753.0	10.8	67.5	4.17	1.5	8.5	8.5	2.0	1.5	0.5	0.5	0.0
FEBBRAIO	89.6	754.5	9.6	68.0	5.46	5.0	4.0	7.0	1.5	1.0	0.0	2.5	1.5
MARZO	95.0	755.0	9.0	56.0	4.41	4.0	2.5	9.5	2.5	4.0	0.5	1.5	0.5
APRILE	51.4	753.0	15.4	57.5	4.04	2.5	1.0	4.0	2.0	4.5	0.0	4.0	1.0

Segue XI

B A R I LAB.													
PERIODO DI CAMPIONAMENTO	ALTEZZA DI PIOGGIA mm	PRESS. ATM. MEDIA mm/Hg	TEMPE- RATURA MEDIA °C	UMIDITA' RELATIVA MEDIA %	VENTI VELOC. MEDIA Km/h	DIREZIONE VENTI							
						N	NW	W	SW	S	SE	E	NE
MAGGIO 1969	26.0	758.0	16.0	65.9	9.86	7.0	10.0	0.0	4.0	5.5	1.5	0.0	0.0
GIUGNO	116.4	754.5	18.2	74.5	7.60	0.5	12.5	8.0	3.0	7.5	1.0	1.5	3.0
LUGLIO	20.0	759.0	21.0	70.5	8.45	8.0	9.5	2.5	5.5	3.0	0.5	1.0	3.5
AGOSTO	114.4	754.5	21.3	73.0	9.45	3.0	3.0	7.0	5.0	3.0	14.0	0.5	4.5
SETTEMBRE	104.8	757.5	20.0	78.5	7.42	4.5	10.5	2.0	4.5	9.0	1.5	0.5	4.5
OTTOBRE	6.6	762.5	16.1	77.0	5.67	7.0	9.0	0.0	9.0	5.0	0.5	0.0	4.0
NOVEMBRE	34.8	754.5	14.9	73.0	9.15	0.5	1.5	0.0	3.5	14.5	1.0	1.0	0.0
DICEMBRE	115.4	748.5	7.2	79.0	12.80	0.5	1.5	8.5	6.5	4.5	0.5	1.0	0.0
GENNAIO 1970	20.0	755.0	9.9	78.4	8.25	1.0	2.5	2.5	6.5	14.0	3.5	0.5	0.0
FEBBRAIO	14.8	754.0	8.7	70.1	11.51	0.0	1.5	0.5	9.0	14.0	0.0	0.0	0.0
MARZO	31.0	751.0	10.7	71.9	9.42	0.5	4.0	1.5	5.5	13.0	0.0	0.5	0.0
APRILE	21.2	752.0	13.3	66.9	10.14	6.5	7.5	0.0	2.5	7.5	0.0	0.0	0.0
MAGGIO	25.6	758.5	18.0	66.5	7.76	3.0	5.0	0.5	4.0	6.0	0.5	0.0	5.0
GIUGNO	3.6	756.5	22.3	68.3	7.76	5.5	9.0	4.5	2.0	6.0	0.5	0.5	1.5
LUGLIO	25.9	755.0	22.7	69.0	9.04	0.0	11.5	12.5	0.5	5.0	0.0	0.0	0.0
AGOSTO	5.2	756.0	24.0	69.3	7.75	0.0	9.5	10.5	1.5	4.5	0.0	0.0	0.5
SETTEMBRE	43.6	759.0	20.1	69.3	7.72	0.5	10.5	16.5	2.5	5.0	0.0	0.0	0.0
OTTOBRE	88.8	759.5	14.4	73.4	7.32	0.0	12.5	14.0	9.0	4.5	0.0	0.0	0.0
NOVEMBRE	9.1	758.5	12.5	68.6	8.44	0.0	5.5	7.5	11.0	1.5	0.0	0.0	0.0
DICEMBRE	16.0	757.0	9.8	71.4	8.65	0.0	4.0	10.5	6.0	3.0	0.0	0.0	0.0
GENNAIO 1971	84.6	755.0	8.4	79.5	7.93	0.5	2.5	15.5	4.0	3.5	0.0	0.0	0.0
FEBBRAIO	65.2	756.5	8.0	67.6	12.28	5.0	7.0	4.0	0.5	3.5	0.5	0.0	1.5
MARZO	71.2	755.5	6.5	75.7	9.30	1.5	5.0	8.0	0.0	7.5	0.0	0.5	0.0
APRILE	45.0	755.5	12.3	71.7	8.47	3.5	4.0	1.0	2.5	8.5	1.0	3.0	1.5

XII. Medie semestrali dei parametri atmosferici alle tre stazioni di: Bari S.I., Bari Lab. e Noci.

PERIODO DI CAMPIONAMENTO	ALTEZZA DI PIOGGIA mm	PRESS. ATM. MEDIA mm/Hg	TEMPERATURA MEDIA °C	UMIDITA' RELATIVA MEDIA %	VENTI VELOC. MEDIA Km/h	DIREZIONE VENTI							
						N	NW	W	SW	S	SE	E	NE
B A R I S.I.													
SEMESTRE MAGGIO 1969 OTTOBRE 1969	443.4	756.3	21.07	57.6	5.01	32.0	19.5	45.0	22.5	15.0	4.5	24.0	18.0
SEMESTRE NOVEMBRE 1969 APRILE 1970	278.4	752.4	11.38	63.1	10.22	19.0	18.5	26.0	30.0	32.0	6.5	7.0	3.5
SEMESTRE MAGGIO 1970 OTTOBRE 1970	196.2	754.3	22.38	55.0	6.19	42.0	33.5	22.5	14.5	7.5	5.5	26.5	19.0
SEMESTRE NOVEMBRE 1970 APRILE 1971	358.4	754.8	11.80	62.0	4.34	22.5	37.0	37.0	19.0	16.5	4.0	11.0	5.5
B A R I Lab.													
SEMESTRE MAGGIO 1969 OTTOBRE 1969	388.2	757.7	18.76	73.2	8.07	30.0	58.5	17.5	29.0	44.0	5.5	3.5	19.5
SEMESTRE NOVEMBRE 1969 APRILE 1970	237.2	752.7	10.78	73.1	10.21	9.0	18.5	13.0	33.5	67.5	5.0	3.0	0.0
SEMESTRE MAGGIO 1970 OTTOBRE 1970	192.7	757.4	20.25	69.3	7.89	9.0	58.0	58.0	19.5	31.0	1.0	0.5	7.0
SEMESTRE NOVEMBRE 1970 APRILE 1971	291.1	756.5	9.58	72.4	9.18	10.5	28.0	36.5	24.0	27.5	1.5	3.5	3.0
N O C I													
SEMESTRE MAGGIO 1969 OTTOBRE 1969	306.8	761.7	18.11	66.8	12.68	63.5	11.0	7.5	5.5	36.0	1.0	2.0	20.5
SEMESTRE NOVEMBRE 1969 APRILE 1970	237.4	759.2	8.81	77.6	16.68	25.5	24.0	11.0	7.5	71.0	1.5	1.0	5.5
SEMESTRE MAGGIO 1970 OTTOBRE 1970	258.2	761.2	19.68	65.8	11.66	44.5	11.5	10.0	6.0	41.0	1.5	2.0	26.5
SEMESTRE NOVEMBRE 1970 APRILE 1971	371.8	760.7	9.06	65.3	13.04	38.5	14.0	6.5	11.5	54.0	3.5	3.5	13.0

XIII. Altezze idrometriche nei canali Chidro e Boraco relative agli anni 1969-1970-1971-1973 (v. par. 7.3.4.).

GIORNO	GENNAIO		FEBBRAIO		MARZO		APRILE		MAGGIO		GIUGNO	
	MEDIA	MASSIMA Istant.	MEDIA	MASSIMA Istant.	MEDIA	MASSIMA Istant.	MEDIA	MASSIMA Istant.	MEDIA	MASSIMA Istant.	MEDIA	MASSIMA Istant.
	m	m	m	m	m	m	m	m	m	m	m	m
1	0.349		0.326		0.312		0.385		0.346		0.333	
2	0.349		0.331		0.313		0.386		0.348		0.331	
3	0.348		0.335		0.315		0.385		0.349		0.331	
4	0.348		<u>0.350</u>	<u>0.368</u>	0.326	0.366	0.385		0.354		0.331	
5	0.349		0.349		0.329		0.390		0.363		0.337	
6	0.347		0.347		0.326		0.391		0.370		0.343	
7	0.349		0.339		0.324	0.337	0.395		0.373		0.358	<u>0.463</u>
8	0.357		0.335		0.322		0.402		0.373		0.351	
9	0.376	0.400	0.333		0.327		<u>0.409</u>	<u>0.425</u>	0.374		0.356	
10	0.369		0.328		0.341		0.406		0.374		0.380	0.442
11	0.369		0.324		0.347		0.402		<u>0.376</u>	<u>0.386</u>	0.385	
12	0.372		0.320		0.351		0.379		0.365		0.391	
13	0.381		0.312		0.357		0.344		0.356		0.394	
14	0.392		0.310		0.356		0.346		0.348		0.398	
15	0.433	0.505	0.315		0.355		0.346		0.340		<u>0.405</u>	
16	0.425		0.312		0.355		0.337		0.328		0.400	
17	<u>0.440</u>	<u>0.565</u>	0.310		0.360		0.328		0.317		0.402	
18	0.396	0.412	0.308		0.364		0.329		0.309		0.401	
19	0.387		0.308		0.362		0.329		0.306		0.402	
20	0.375		0.315	0.328	0.365		0.328		0.304		0.403	
21	0.366		0.316	0.332	0.370		0.327		0.302		0.404	
22	0.364		0.309		0.369		0.330		0.301		0.402	
23	0.381		0.309		0.380		0.332		0.302		0.401	
24	0.366		0.325	0.342	<u>0.396</u>	<u>0.405</u>	0.333		0.302		0.397	
25	0.356		0.322		0.385		0.333		0.303		0.395	
26	0.352		0.316		0.384		0.333		0.303		0.393	
27	0.328		0.314		0.383		0.334		0.303		0.390	
28	0.308		0.312		0.384		0.336		0.304		0.384	
29	0.308				0.385		0.340		0.309		0.379	
30	0.308				0.385		0.345		0.313		0.366	
31	0.316				0.384				0.331	0.361		

GIORNO	LUGLIO		AGOSTO		SETTEMBRE		OTTOBRE		NOVEMBRE		DICEMBRE	
	MEDIA	MASSIMA Istant.	MEDIA	MASSIMA Istant.	MEDIA	MASSIMA Istant.	MEDIA	MASSIMA Istant.	MEDIA	MASSIMA Istant.	MEDIA	MASSIMA Istant.
	m	m	m	m	m	m	m	m	m	m	m	m
1	<u>0.359</u>		0.244	0.259	0.306		0.322		0.210		0.327	0.412
2	0.346		0.245		0.307		0.323		0.210		0.398	0.431
3	0.330		0.245		0.308		0.324		0.218	0.302	0.344	
4	0.322		0.244		0.309		0.325		0.228		0.393	0.520
5	0.314		0.243		0.310		0.326		0.230		0.556	< 0.606
6	0.309		0.244		0.314		0.328		0.231		< 0.606	< 0.606
7	0.300		0.245		0.318		0.328		0.232		0.524	< 0.606
8	0.292		0.250	0.326	0.325		0.327		0.251	0.296	0.568	< 0.606
9	0.285		0.251	0.294	0.329		0.327		0.251	0.284	0.436	0.500
10	0.279		0.240		0.337		0.326		0.249		0.368	0.404
11	0.270		0.242		0.348	0.363	0.325		0.247		0.333	0.378
12	0.263		0.244		0.343		<u>0.326</u>		0.249		0.292	0.304
13	0.251		0.250		0.344		0.331	<u>0.363</u>	0.253		0.278	
14	0.242		0.253		0.352		0.333		0.268	0.282	0.274	
15	0.241		0.256		<u>0.367</u>	<u>0.487</u>	0.334		0.263		0.274	
16	0.240		0.259		<u>0.350</u>	<u>0.390</u>	0.334		0.252		0.288	0.305
17	0.240		0.262		0.355		0.335		0.243	0.288	0.277	
18	0.240		0.265	0.290	0.358		<u>0.337</u>		0.256	0.288	0.279	
19	0.242		0.268		0.360		0.324		0.245		0.316	0.362
20	0.240		0.271		0.362		0.311		0.243		0.305	0.363
21	0.240		0.274		0.363		0.298		0.247		0.284	0.298
22	0.240		0.278	0.345	0.364		0.285		0.258	0.285	0.270	
23	0.240		0.285	<u>0.365</u>	0.364		0.272		0.264		0.265	
24	0.241		0.280		0.364		0.259		0.271	0.292	0.267	
25	0.241		0.285		0.364		0.246		0.308	0.384	0.269	
26	0.242		0.290	0.322	0.354		0.233		0.400	0.513	0.265	
27	0.242		0.295		0.345		0.220		0.376	0.508	0.280	0.293
28	0.243		0.300		0.331		0.210		0.278		0.300	0.340
29	0.243		0.302		0.322		0.210		0.275		0.284	
30	0.243		<u>0.304</u>		0.322		0.210		<u>0.460</u>	< 0.606	0.280	
31	0.243		<u>0.304</u>				0.210				0.386	0.526

Segue XIII

CHIDRO 1970

GIORNO	GENNAIO		FEBBRAIO		MARZO		APRILE		MAGGIO		GIUGNO	
	MEDIA m	MASSIMA ISTANT. m	MEDIA m	MASSIMA ISTANT. m	MEDIA m	MASSIMA ISTANT. m	MEDIA m	MASSIMA ISTANT. m	MEDIA m	MASSIMA ISTANT. m	MEDIA m	MASSIMA ISTANT. m
1	<u>0.492</u>	0.553	0.214		0.222		0.240		0.207		0.213	
2	0.356		0.212		0.198		0.241		0.210		0.217	
3	0.306		0.214		0.228		0.242		0.209		0.220	
4	0.306		0.225	0.273	<u>0.370</u>	<u>0.466</u>	0.250		0.208		0.233	
5	0.338	0.371	0.218		0.342	0.447	0.249		0.210		0.225	
6	0.342	0.384	0.225	0.254	0.242	0.312	0.246		0.210		0.230	
7	0.440	<u>0.577</u>	0.218		0.213		0.250		0.212		0.240	<u>0.278</u>
8	0.380	0.456	0.222		0.214		0.352	0.480	0.213		0.256	
9	0.312		0.211		0.207		<u>0.374</u>	0.482	0.214		0.256	
10	0.298		0.216		0.208		0.271		0.215		0.254	
11	0.326	0.353	0.222	0.248	0.210		0.263		0.216		0.239	
12	0.376	0.467	0.222		0.213		0.248		0.218		0.241	
13	0.404	0.442	0.228		0.214		0.250		0.221		0.244	
14	0.352		0.254	0.352	0.210		0.243		0.220		0.236	
15	0.352		<u>0.302</u>	<u>0.372</u>	0.217	0.237	0.236		0.222		0.236	
16	0.430	0.486	0.288	0.321	0.207		0.229		0.224		0.236	
17	0.421	0.491	0.252		0.209		0.222		0.224		0.239	
18	0.324		0.256	0.351	0.211		0.215		0.225		0.250	
19	0.280		0.282	0.370	0.225	0.238	0.208		0.226		0.252	
20	0.250		0.238		0.217		0.200		0.228		0.254	
21	0.232		0.230		0.210		0.200		0.237		0.255	
22	0.226		0.221		0.218		0.200		0.240		0.254	
23	0.217		0.220		0.224		0.200		<u>0.243</u>		0.253	
24	0.213		0.220		0.227		0.200		0.238		0.251	
25	0.215	0.234	0.218		0.230		0.200		0.231		0.256	
26	0.215		0.228		0.231		0.200		0.227		0.262	
27	0.209		0.226		0.232		0.200		0.227		0.267	
28	0.213		0.224		0.234		0.200		0.221		0.248	
29	0.221				0.233		0.202		0.218		0.238	
30	0.223				0.232		0.204		0.216		0.233	
31	0.272	0.366			0.234				0.215			

GIORNO	LUGLIO		AGOSTO		SETTEMBRE		OTTOBRE		NOVEMBRE		DICEMBRE	
	MEDIA m	MASSIMA ISTANT. m	MEDIA m	MASSIMA ISTANT. m	MEDIA m	MASSIMA ISTANT. m	MEDIA m	MASSIMA ISTANT. m	MEDIA m	MASSIMA ISTANT. m	MEDIA m	MASSIMA ISTANT. m
1	0.236		0.237		0.242		0.296		0.202		0.208	
2	0.238		0.218		0.244		<u>0.308</u>	<u>0.356</u>	0.203		0.210	
3	0.240		0.211		0.248		0.308		0.205		0.211	
4	<u>0.244</u>		0.214		0.242		0.303		0.208		0.213	
5	0.243		0.215		0.219		0.285		0.211		0.213	
6	0.243		0.214		0.222		0.273		0.215		0.216	
7	0.232		0.217		0.224		0.261		0.216		0.217	
8	0.233		0.220		0.225		0.250		0.223		0.219	
9	0.235		0.242	<u>0.424</u>	0.228		0.238		0.225		0.219	
10	0.237		0.223	0.257	0.233	0.275	0.227		0.230		0.220	
11	0.239		0.226		0.234		0.216		0.232		0.222	
12	0.232		0.229		0.239		0.205		0.233		0.224	
13	0.227		0.232		0.245	0.267	0.206		0.236		0.222	
14	0.231		0.232	0.276	0.250		0.207		<u>0.250</u>		0.219	
15	0.229		0.228		0.251		0.210		0.236	0.304	0.222	
16	0.233		0.224		0.255		0.210		0.241	<u>0.307</u>	0.236	
17	0.229		0.228		0.259	<u>0.317</u>	0.222		0.198		0.224	
18	0.230		0.228		0.278	<u>0.304</u>	0.258	0.318	0.195		0.224	
19	0.228		0.230		0.273		0.207		0.198		0.225	
20	0.225	<u>0.265</u>	0.235		0.254		0.230	0.270	0.202		0.215	
21	0.219		0.243		0.246		0.252	0.284	0.206		0.209	
22	0.216		0.242		0.248		0.270	0.310	0.224	0.248	0.222	
23	0.217		0.218		0.252		0.228		0.204		0.228	
24	0.220		0.218		0.258		0.211		0.201		0.228	0.282
25	0.226		0.223		0.260		0.202		0.204		0.270	0.296
26	0.225		0.227		0.265		0.199		0.202		0.241	
27	0.223		0.230		0.270		0.198		0.202		0.264	0.360
28	0.226		0.232		0.275		0.197		0.204		0.320	0.502
29	0.230		0.232		0.279		0.198		0.205		0.266	
30	0.232		0.243	0.273	<u>0.285</u>		0.198		0.207		0.328	0.443
31	0.236		<u>0.244</u>				0.199				<u>0.370</u>	< <u>0.574</u>

Segue XIII

CHIDRO 1971

GIORNO	GENNAIO		FEBBRAIO		MARZO		APRILE		MAGGIO		GIUGNO	
	MEDIA	MASSIMA Istant.	MEDIA	MASSIMA Istant.	MEDIA	MASSIMA Istant.	MEDIA	MASSIMA Istant.	MEDIA	MASSIMA Istant.	MEDIA	MASSIMA Istant.
	m	m	m	m	m	m	m	m	m	m	m	m
1	0.406	0.490	0.320	0.370	0.226		0.302					
2	0.370	0.453	0.274		0.228		0.338					
3	0.464	<0.576	0.265		0.230		0.250					
4	0.291		0.256		0.241	0.295	0.260					
5	0.332	0.405	0.244		0.244		0.289					
6	0.261		0.232		0.227		0.260					
7	0.252		0.220		0.207		0.244					
8	0.250		0.198		0.187		0.238					
9	0.250		0.198		0.188		0.290					
10	0.229		0.198		0.188		0.364					
11	0.219		0.198		0.189		0.281					
12	0.217		0.198		0.200							
13	0.210		0.198		0.196							
14	0.210		0.198		0.217							
15	0.212		0.200		0.210	0.262						
16	0.228		0.204		0.211							
17	0.260	0.315	0.227	0.256	0.210							
18	0.232		0.215		0.216							
19	0.228		0.221		0.220							
20	0.248	0.341	0.221		0.290							
21	0.299	0.350	0.215		0.390	0.447						
22	0.295	0.340	0.212		0.286	0.467						
23	0.270	0.304	0.214		0.241	0.432						
24	0.250		0.225	0.237	0.237							
25	0.263	0.308	0.225	0.236	0.242							
26	0.259	0.292	0.222		0.252							
27	0.248		0.225		0.220							
28	0.252		0.225		0.206							
29	0.244				0.203	0.235						
30	0.250				0.203							
31	0.302	0.426										

GIORNO	LUGLIO		AGOSTO		SETTEMBRE		OTTOBRE		NOVEMBRE		DICEMBRE	
	MEDIA	MASSIMA Istant.	MEDIA	MASSIMA Istant.	MEDIA	MASSIMA Istant.	MEDIA	MASSIMA Istant.	MEDIA	MASSIMA Istant.	MEDIA	MASSIMA Istant.
	m	m	m	m	m	m	m	m	m	m	m	m
1					0.194		0.235		0.187		0.375	0.494
2					0.195		0.239		0.189		0.382	0.472
3					0.198		0.244		0.191		0.305	0.350
4					0.201		0.194		0.193		0.245	0.262
5					0.204		0.168		0.195		0.218	
6					0.208		0.164		0.197		0.210	
7					0.212		0.165		0.199		0.207	
8					0.217		0.166		0.201		0.207	
9					0.229	0.264	0.167		0.208		0.207	
10					0.233		0.158		0.298	0.392	0.207	
11					0.218		0.157		0.266	0.342	0.207	
12					0.203		0.157		0.239		0.206	
13					0.191	0.334			0.269	0.321	0.205	
14					0.180				0.250		0.203	
15					0.184				0.236		0.200	
16					0.194		0.186	0.238	0.234		0.200	
17					0.188		0.175		0.234		0.200	
18					0.201	0.341	0.180		0.237		0.200	
19					0.190		0.180		0.254		0.202	
20					0.222	0.340	0.179		0.326	0.422	0.204	
21			0.168		0.225		0.181		0.228		0.206	
22			0.170		0.234	0.323	0.182		0.282	0.433	0.209	
23			0.168		0.204	0.230	0.183		0.428	<0.536	0.210	
24			0.171		0.202		0.185		0.252	0.289	0.213	
25			0.174		0.206		0.187		0.229	0.255	0.215	
26			0.178		0.210		0.190		0.202		0.219	
27			0.182		0.212		0.192		0.194		0.219	
28			0.182		0.221		0.195	0.224	0.325	0.416	0.220	
29			0.174	0.240	0.229	0.251	0.190		0.312	0.398	0.225	
30			0.185		0.233		0.193		0.296	0.346	0.234	0.256
31			0.192				0.189				0.233	

Segue XIII

BORACO 1969

GIORNO	GENNAIO		FEBBRAIO		MARZO		APRILE		MAGGIO		GIUGNO	
	MEDIA	MASSIMA Istant.	MEDIA	MASSIMA Istant.	MEDIA	MASSIMA Istant.	MEDIA	MASSIMA Istant.	MEDIA	MASSIMA Istant.	MEDIA	MASSIMA Istant.
	m	m	m	m	m	m	m	m	m	m	m	m
1	0.424		0.468		0.552		0.614		0.677		0.629	
2	0.423		0.468		0.544		0.616		0.676		0.631	
3	0.422		0.476		0.526		0.620		0.670		0.630	
4	0.420		0.476		0.536		0.621		0.670		0.626	
5	0.419		0.483		0.554		0.622		0.670		0.625	
6	0.419		0.483		0.551		0.629		0.681	>0.700	0.627	
7	0.419		0.483		0.545		0.636		0.674		0.632	0.633
8	0.419		0.483		0.540		0.640		0.662		0.622	
9	0.430		0.483		0.538		0.640		0.659		0.611	
10	0.428		0.490		0.539		0.642		0.657		0.605	
11	0.425		0.498		0.541		0.642		0.652		0.601	
12	0.426		0.498		0.560		0.642		0.647		0.593	
13	0.427		0.498		0.574	0.638	0.650		0.646		0.588	
14	0.430		0.498		0.561		0.649		0.644		0.583	
15	0.508	0.540	0.506		0.562		0.650		0.644		0.579	
16	0.492		0.513		0.562		0.652		0.642		0.576	0.595
17	0.558	0.610	0.512		0.562		0.648		0.639		0.565	
18	0.518		0.510		0.568		0.653		0.637		0.558	
19	0.495		0.511		0.572		0.654		0.639		0.553	
20	0.480		0.521		0.577		0.656		0.641		0.551	
21	0.474		0.540		0.578		0.658		0.639		0.546	
22	0.468		0.539		0.580		0.660		0.638		0.540	
23	0.466		0.539		0.598		0.664		0.635		0.535	
24	0.465		0.548		0.634	0.664	0.666		0.636		0.531	
25	0.464		0.562	0.567	0.634		0.664		0.638		0.525	
26	0.464		0.558		0.628		0.663		0.639		0.522	
27	0.464		0.554		0.626		0.663		0.636		0.517	
28	0.465		0.553		0.626	0.660	0.664		0.633		0.508	
29	0.465				0.623		0.664		0.630		0.502	
30	0.467				0.625	0.661	0.666	0.675	0.631		0.494	
31	0.468				0.622	0.650			0.631			

GIORNO	LUGLIO		AGOSTO		SETTEMBRE		OTTOBRE		NOVEMBRE		DICEMBRE	
	MEDIA	MASSIMA Istant.	MEDIA	MASSIMA Istant.	MEDIA	MASSIMA Istant.	MEDIA	MASSIMA Istant.	MEDIA	MASSIMA Istant.	MEDIA	MASSIMA Istant.
	m	m	m	m	m	m	m	m	m	m	m	m
1	0.485	0.488	0.446	0.457	0.378		0.330		0.240		0.584	0.606
2	0.479		0.440		0.380		0.328		0.240		0.573	
3	0.474		0.440		0.382		0.325		0.240		0.540	
4	0.471		0.440		0.379		0.322		0.240		0.526	
5	0.465		0.440		0.369		0.319		0.240		0.606	>0.606
6	0.460		0.431		0.368		0.316		0.240		0.606	>0.606
7	0.457		0.419		0.368		0.312		0.240		0.606	>0.606
8	0.454		0.410		0.370		0.308		0.248		0.606	>0.606
9	0.451		0.401		0.371		0.304		0.259	0.280	0.606	>0.606
10	0.447		0.390		0.374		0.300		0.250		0.605	>0.606
11	0.445		0.380		0.388	0.440	0.296		0.240		0.599	
12	0.445		0.373		0.384		0.292		0.280		0.594	
13	0.445		0.371		0.378		0.308		0.284		0.573	
14	0.443		0.370		0.380		0.333	0.347	0.310		0.518	
15	0.444		0.366		0.412	0.590	0.305		0.317		0.494	
16	0.445		0.369		0.382		0.276		0.294		0.477	
17	0.445		0.362		0.366		0.273		0.296		0.462	
18	0.445		0.357		0.363		0.270		0.306		0.453	
19	0.445		0.359		0.361		0.267		0.303		0.442	
20	0.447		0.357		0.361		0.264		0.302		0.424	
21	0.447		0.365		0.358		0.261		0.308		0.412	
22	0.447		0.373		0.348		0.258		0.314		0.406	
23	0.447		0.376		0.346		0.255		0.334		0.396	
24	0.446		0.373		0.351		0.252		0.347		0.402	0.454
25	0.446		0.373		0.348		0.249		0.406	0.523	0.344	
26	0.444		0.375		0.343		0.246		0.486	0.562	0.310	
27	0.442		0.374		0.338		0.243		0.480	0.561	0.293	
28	0.439		0.374		0.336		0.240		0.434		0.301	
29	0.449		0.375		0.334		0.240		0.407		0.287	
30	0.445		0.367		0.334		0.240		>0.606	>0.606	0.276	
31	0.445		0.378				0.240				0.333	0.510

Segue XIII

BORACO 1970

GIORNO	GENNAIO		FEBBRAIO		MARZO		APRILE		MAGGIO		GIUGNO	
	MEDIA	MASSIMA Istant.	MEDIA	MASSIMA Istant.	MEDIA	MASSIMA Istant.	MEDIA	MASSIMA Istant.	MEDIA	MASSIMA Istant.	MEDIA	MASSIMA Istant.
	m	m	m	m	m	m	m	m	m	m	m	m
1	<u>0.480</u>	0.525	0.254		0.305		0.317		0.349		0.388	
2	0.390		0.254		0.303		0.319		0.343		0.391	
3	0.317		0.254		0.319		0.325		0.336		0.395	
4	0.275		0.254		0.426	0.488	0.322		0.331		0.399	
5	0.294		0.254		<u>0.460</u>	<u>0.512</u>	0.313		0.336		0.402	
6	0.310	0.362	0.256		0.398		0.314		0.338		0.406	
7	0.414	0.531	0.256		0.338		0.319		0.342		0.411	0.426
8	0.332	0.401	0.256		0.260		0.428		0.347	0.373	0.416	
9	0.264		0.257		0.260		<u>0.567</u>	>0.606	0.343		0.414	
10	0.254		0.260		0.260		0.499		0.344		0.410	
11	0.253		0.266		0.258		0.475		0.351		0.413	
12	0.387	>0.606	0.272		0.258		0.449		0.354		0.416	
13	0.417	0.445	0.277		0.258		0.432		0.356		<u>0.418</u>	
14	0.354		0.282		0.262		0.412		0.361		0.413	
15	0.352		0.300		0.269		0.390		0.365		0.410	
16	0.424	0.480	0.295		0.257		0.368		0.371		0.407	
17	0.425	0.498	0.293		0.256		0.351		0.379		0.401	
18	0.326		0.292		0.256		0.349		0.382		0.393	
19	0.286		<u>0.309</u>	0.340	0.262		0.345		0.383		0.386	
20	0.279		0.289		0.265		0.332		0.384		0.373	
21	0.275		0.288		0.265		0.338		0.387		0.373	
22	0.274		0.288		0.266		0.338		0.393	0.402	0.374	
23	0.271		0.292		0.272		0.338		<u>0.396</u>		0.376	
24	0.268		0.297		0.278		0.326		0.384		0.374	
25	0.259		0.302		0.280		0.332		0.374		0.367	
26	0.259		0.293		0.284		0.335		0.373		0.356	
27	0.259		0.298		0.295		0.339		0.372		0.359	
28	0.259		0.303		0.306		0.344		0.376		0.314	
29	0.258				0.300		0.350		0.378		0.294	
30	0.256				0.299		0.355		0.380		0.285	
31	0.254				0.304				0.385			

GIORNO	LUGLIO		AGOSTO		SETTEMBRE		OTTOBRE		NOVEMBRE		DICEMBRE	
	MEDIA	MASSIMA Istant.	MEDIA	MASSIMA Istant.	MEDIA	MASSIMA Istant.	MEDIA	MASSIMA Istant.	MEDIA	MASSIMA Istant.	MEDIA	MASSIMA Istant.
	m	m	m	m	m	m	m	m	m	m	m	m
1	<u>0.283</u>		0.280		0.303				0.256		0.250	
2	0.282		0.270		0.307				0.258		0.252	
3	0.281		0.268		0.310				0.256		0.254	
4	0.280		0.264		0.302				0.256		0.254	
5	0.280		0.263		0.274				0.258		0.256	
6	0.279		0.269		0.260				0.262		0.259	
7	0.279		0.266		0.260		0.286		0.266		0.262	
8	0.278		0.263	0.292	0.261		0.289		0.250		0.262	
9	0.278		0.261		0.262		0.292		0.240		0.262	
10	0.277		0.259		0.263		0.296		0.240		0.264	
11	0.277	0.296	0.259		0.264		0.294		0.242		0.264	
12	0.276		0.261		0.265		0.279		0.242		0.264	
13	0.276		0.261		0.266		0.279		0.243		0.267	
14	0.276		0.264		0.267		0.281		0.248		0.268	
15	0.276		0.266		0.268		0.283		0.274		0.270	
16	0.276		0.264		0.269		0.286		<u>0.302</u>	0.320	0.280	
17	0.280		0.267		0.300		0.304		0.290		0.277	
18	0.279		0.270		<u>0.340</u>	0.425	<u>0.382</u>	0.405	0.274		0.276	
19	0.276		0.274		0.310		0.356		0.273		0.277	
20	0.276		0.278		0.279		0.331		0.273		0.282	
21	0.276		0.282		0.278		0.301		0.274		0.300	
22	0.276		0.285		0.282		0.275		0.285		0.352	0.358
23	0.276		0.279		0.286		0.248		0.279		0.319	
24	0.276		0.280		0.291		0.232		0.277		0.303	
25	0.276		0.284		0.297		0.274		0.277		0.354	0.361
26	0.276		0.284		0.305		0.273		0.278		0.330	0.360
27	0.276		0.285				0.269		0.279		0.332	
28	0.276		0.287				0.265		0.280		0.483	0.529
29	0.276		0.292				0.263		0.264		0.435	
30	0.276		0.297				0.260		0.250		0.473	0.408
31	0.273		<u>0.299</u>				0.256				<u>0.499</u>	>0.630

Segue XIII

BORACO 1973

GIORNO	GENNAIO		FEBBRAIO		MARZO		APRILE		MAGGIO		GIUGNO	
	MEDIA	MASSIMA Istant.	MEDIA	MASSIMA Istant.	MEDIA	MASSIMA Istant.	MEDIA	MASSIMA Istant.	MEDIA	MASSIMA Istant.	MEDIA	MASSIMA Istant.
	m	m	m	m	m	m	m	m	m	m	m	m
1	0.426		0.328		0.365		0.384		0.372		0.474	
2	<u>0.638</u>	<u>0.738</u>	0.424	0.458	0.364		0.381		0.374		0.471	
3	0.574		0.400		-		0.386		0.376		0.458	
4	0.536		0.360	0.415	0.360		0.400		0.379		0.454	
5	0.448		0.337		0.358		0.398		0.384		0.456	
6	0.360		0.333		0.356		0.399		0.387		0.457	
7	0.292		-		0.352		-		0.392		0.470	0.490
8	0.287		-		0.368	0.396	0.385		0.397		0.474	
9	0.285		-		0.356		0.405		0.398		0.479	
10	0.284		0.345		-		0.462	0.490	0.400		0.480	
11	0.284		0.356		0.360		0.430		0.402		0.479	
12	0.283		0.352		0.360		0.381		0.406		0.466	
13	0.284		0.343		0.362		0.362		0.412		0.468	
14	0.280		0.408	0.502	0.360		0.352		0.415		0.469	
15	0.280		0.530	0.550	0.358		0.356		0.421		0.470	
16	0.283		<u>0.550</u>	<u>0.578</u>	0.360		0.346		0.427		0.470	
17	0.296		0.518		0.361		0.336		0.432		0.473	
18	0.350	0.417	0.478		0.371	0.400	-		0.436		0.474	
19	0.400	0.457	0.453		0.369		0.338		0.465	0.497	0.471	
20	0.427	0.451	0.430		0.367		0.368	0.410	0.472	0.493	0.466	
21	0.334		0.398		0.369		0.362		0.459		0.465	
22	0.316		0.371		0.371		0.353		-		0.468	
23	0.392	0.485	0.364		0.373		0.372	0.484	0.460		<u>0.495</u>	0.509
24	0.470	0.511	0.363		0.379		<u>0.472</u>	<u>0.492</u>	0.461		0.480	
25	0.378		0.384	0.440	<u>0.420</u>	0.446	0.410		0.465		0.475	
26	0.325		0.371		0.395		0.368		0.466		0.471	
27	0.322		0.367		0.383		0.366		0.468		0.470	
28	0.326		0.365		0.394		0.365		0.467		0.469	
29	0.324				0.411		0.375	0.396	0.471		0.469	
30	0.322				0.408		0.375		0.476		0.469	
31	0.322				0.404	<u>0.472</u>			<u>0.478</u>			

GIORNO	LUGLIO		AGOSTO		SETTEMBRE		OTTOBRE		NOVEMBRE		DICEMBRE	
	MEDIA	MASSIMA Istant.	MEDIA	MASSIMA Istant.	MEDIA	MASSIMA Istant.	MEDIA	MASSIMA Istant.	MEDIA	MASSIMA Istant.	MEDIA	MASSIMA Istant.
	m	m	m	m	m	m	m	m	m	m	m	m
1	0.468		0.407		0.268	0.324	0.328		0.318		0.480	0.484
2	0.469		-		0.259		0.327		0.314		0.436	
3	-		0.410		-		0.326		0.313		0.380	
4	0.470		<u>0.411</u>		-		-		0.311		0.353	
5	-		0.388		-		0.325		0.328		0.347	
6	-		0.369		0.252		0.318		0.378	0.404	0.341	
7	-		0.368		0.253		0.330		0.415	0.447	0.336	
8	0.472		0.366		0.255		0.335		0.395		0.336	
9	0.466		0.367		0.260		0.338		0.344		0.337	
10	0.461		0.369		0.261		0.339	0.456	0.332		0.337	
11	-		0.368		0.260		0.340		0.314		0.336	
12	-		0.364		0.270		0.343		0.300		0.334	
13	0.462		0.357		0.275		0.348		0.299		0.332	
14	0.466		0.343		-		0.372		-		0.390	0.411
15	<u>0.482</u>	0.501	0.340		0.280		0.436		-		0.430	0.447
16	0.481		0.328		0.296		0.426		-		0.385	
17	0.475		0.314		0.290		0.410		0.300		0.355	
18	0.471		0.310		0.286		0.401		0.302		0.354	
19	-		0.296		0.292		0.394		0.303		0.348	
20	-		0.282		0.286		0.382		0.312		0.352	
21	0.470		0.275		0.276		0.366		0.315		0.458	0.489
22	0.458		0.265		0.302	0.321	0.377		0.311		0.586	0.618
23	0.427		0.255		0.295		0.361		0.310		0.552	
24	0.432		-		0.304		0.346		-		0.524	
25	0.434		-		0.276		0.368		0.311		0.538	
26	0.435		0.255		0.326	0.380	<u>0.510</u>	0.553	0.316		<u>0.818</u>	<u>0.938</u>
27	0.429		0.252		<u>0.398</u>	<u>0.412</u>	0.446		0.359	0.384	0.670	0.730
28	0.431		0.255		0.380		0.414		0.330		0.620	
29	0.420		0.252		0.345		0.366		0.326		0.571	
30	0.405		0.260	0.310	0.332		0.337		<u>0.504</u>	<u>0.558</u>	0.548	
31	0.406		0.255				0.325				0.520	

XIV. Misure di portata nei canali Chidro e Boraco e relative altezze idrometriche (v. par. 7.3.4.).

DATA	CHIDRO		BORACO	
	ALTEZZA IDROMETRICA m	PORTATA l/s	ALTEZZA IDROMETRICA m	PORTATA l/s
28.12.1968	-	-	0.43	75.100
14. 2.1969	0.31	32.200	0.50	74.400
14. 3.1969	-	-	0.56	72.600
16. 4.1969	0.34	24.959	0.65	79.221
20. 5.1969	0.31	34.000	-	-
6.10.1969	0.33	32.600	0.35	70.100
29.11.1969	0.27	49.800	0.41	69.900
5. 5.1970	0.21	45.840	0.34	79.420
12. 6.1970	0.24	65.520	0.42	73.080
6. 8.1970	0.21	66.000	0.26	88.000
2. 9.1970	0.24	48.375	0.30	50.600
14.11.1970	0.24	41.000	0.25	90.000
13. 1.1971	0.21	41.000	0.37	106.000
27. 1.1971	0.24	40.000	0.34	97.000
16. 2.1971	-	-	0.28	96.000
19. 2.1971	0.22	38.000	-	-
27. 4.1971	0.20	42.000	0.29	77.000
20. 8.1971	0.18	39.000	-	-
10. 9.1971	-	-	0.30	81.670
26.11.1971	0.21	40.000	-	-
28.11.1972	0.23	41.000	-	-

XV. Misure di portata in pozzi a scavo della zona delle sorgenti Idume con indicazioni di temperatura, residuo salino, ione cloruro e radon.

POZZO	DATA	O R E	PORTATA l/sec.	QUOTA LIVELLO STATICO m	DEPRES. SIONE m	TEMPE- RATURA ACQUA °C	RESIDUO SALINO g/l	Cl ⁻ g/l	QUOTA FONDO POZZO m	Rn $\times 10^{-10}$ Ci/l
1	9. 9.69	11.50	-	+ 1.40	-	18.5	-	-	+ 0.87	22.14
		12.15	-	-	-	-	-	0.22	-	
		13.30	1.80	-	0.09	-	-	-	-	
		16.15	-	-	-	18.5	1.13	0.45	-	
2	10. 9.69	8.00	-	+ 1.22	-	17.9	-	-	+ 0.89	24.80
		8.20	9.50	-	0.08	-	-	0.44	-	
		8.45	15.70	-	0.12	-	-	-	-	
		10.30	-	-	-	-	-	0.44	-	
		12.30	-	-	-	-	-	0.44	-	
		14.45	-	-	-	-	18.0	1.20	0.44	
3	10. 9.69	16.45	-	+ 1.16	-	18.0	-	-	- 1.30	15.60
		17.45	5.50	-	0.32	-	-	0.14	-	
		18.00	7.00	-	0.55	-	-	-	-	
		20.15	7.90	-	1.90	-	-	0.34	-	
		21.20	-	-	-	17.9	0.95	0.34	-	
4	19. 9.69	9.00	-	+ 1.29	-	19.0	-	0.03	- 0.10	7.60
		9.50	0.33	-	0.33	-	-	-	-	
		11.30	0.66	-	0.60	-	-	0.09	-	
		12.45	0.89	-	0.71	-	-	-	-	
		14.30	-	-	-	19.0	0.65	0.19	-	
5	19. 9.69	15.40	-	+ 0.50	-	23.0	-	-	- 0.31	4.70
		15.50	-	-	-	-	-	0.55	-	
		16.15	0.21	-	0.50	-	-	-	-	
		18.45	-	-	-	23.0	1.44	0.56	-	
6	22. 9.69	10.00	-	+ 0.42	-	23.0	-	0.57	0.00	5.90
		11.15	0.35	-	0.10	-	-	-	-	
		12.15	-	-	-	-	-	0.84	-	
		13.15	0.70	-	0.22	-	-	-	-	
		15.45	-	-	-	23.5	2.55	1.11	-	
7	22. 9.69	16.30	-	+ 0.57	-	23.0	-	-	+ 0.07	15.10
		16.40	3.10	-	0.14	-	-	0.51	-	
		17.45	7.60	-	0.45	-	-	-	-	
		18.15	-	-	-	-	-	1.64	-	
		19.45	-	-	-	22.5	3.99	1.83	-	
8	23. 9.69	9.15	-	+ 0.80	-	20.0	-	-	- 0.43	6.90
		9.25	4.80	-	0.11	-	-	0.91	-	
		10.30	12.00	-	0.94	-	-	-	-	
		12.45	-	-	-	-	-	1.17	-	
		14.15	-	-	-	-	2.74	1.19	-	
9	23. 9.69	15.15	-	+ 0.55	-	19.5	-	-	- 0.24	11.90
		15.30	-	-	-	-	-	0.89	-	
		15.45	5.00	-	0.14	-	-	-	-	
		16.45	7.30	-	0.30	-	-	-	-	
		17.50	10.00	-	0.56	-	-	-	-	
		18.30	-	-	-	-	-	-	1.83	
		19.45	-	-	-	-	19.5	3.93	1.91	

Segue XV

POZZO	DATA	O R E	PORTATA l/sec.	QUOTA LIVELLO STATICO m	DEPRES. SIONE m	TEMPE- RATURA ACQUA °C	RESIDUO SALINO g/l	Cl ⁻ g/l	QUOTA FONDO POZZO m	R _n x10 ⁻¹⁰ Ci/l	
10	24. 9.69	8.30	-	+ 0.50	-	20.0	-	-	+0.20	13.90	
		9.05	-	-	-	-	-	0.76	-		
		9.30	1.00	-	0.06	-	-	-	-		
		10.50	2.00	-	0.12	-	-	-	-		
		12.00	-	-	-	-	-	0.76	-		
		13.30	-	-	-	-	19.8	1.68	0.76		-
11	24. 9.69	14.15	-	+ 0.57	-	20.0	-	-	-0.05	28.40	
		14.40	-	-	-	-	-	0.81	-		
		15.15	0.90	-	0.05	-	-	-	-		
		15.45	3.10	-	0.39	-	-	-	-		
		17.30	-	-	-	-	-	0.80	-		
		19.30	-	-	-	-	20.0	1.83	0.81		-
12	25. 9.69	9.00	-	+ 0.89	-	19.0	-	-	+0.34	13.40	
		9.20	-	-	-	-	-	0.94	-		
		10.00	1.80	-	0.08	-	-	-	-		
		11.45	3.80	-	0.31	-	-	-	-		
		12.30	-	-	-	-	-	0.96	-		
		14.10	-	-	-	-	19.0	2.09	0.94		-
13	6.10.69	13.00	-	+ 1.06	-	19.1	-	-	+0.11	3.60	
		13.25	2.20	-	0.39	-	-	-	-		
		13.40	-	-	-	-	-	0.85	-		
		15.30	4.40	-	0.72	-	-	-	-		
		16.15	-	-	-	-	-	0.97	-		
		18.15	-	-	-	-	19.1	2.24	1.02		-
14	15.10.69	10.00	-	+ 1.26	-	20.0	-	0.15	+0.31	7.00	
		10.15	0.30	-	0.72	-	-	-	-		
		11.30	0.45	-	0.90	-	-	-	-		
		11.45	-	-	-	-	-	0.16	-		
		13.45	-	-	-	-	20.0	0.70	0.16		-
15	16.10.69	7.45	-	+ 0.90	-	20.0	-	-	+0.25	5.70	
		8.00	1.40	-	0.05	-	-	-	-		
		8.15	-	-	-	-	-	0.96	-		
		8.45	2.30	-	0.15	-	-	-	-		
		9.20	4.70	-	0.54	-	-	-	-		
		10.15	-	-	-	-	-	0.99	-		
		12.30	-	-	-	-	20.0	2.32	1.01		-
16	17.10.69	8.00	-	+ 0.27	-	19.5	-	-	-0.05	13.20	
		8.15	0.35	-	0.11	-	-	-	-		
		9.00	-	-	-	-	-	0.87	-		
		9.45	0.60	-	0.20	-	-	-	-		
		11.30	-	-	-	-	-	0.86	-		
		13.00	-	-	-	-	19.5	2.05	0.86		-
17	17.10.69	9.00	-	+ 1.28	-	-	-	-	+0.69		
		9.20	3.60	-	0.23	19.0	-	0.27	-		
		11.00	4.30	-	0.36	-	-	-	-		
		12.00	-	-	-	-	-	0.35	-		

Segue XV

POZZO	DATA	O R E	PORTATA l/sec.	QUOTA LIVELLO STATICO m	DEPRES- SIONE m	TEMPE- RATURA ACQUA °C	RESIDUO SALINO g/l	Cl ⁻ g/l	QUOTA FONDO POZZO m	R _n × 10 ⁻¹⁰ Cl/l
17	17.10.69	12.30 14.30 16.45	4.60 - -	- - -	0.43 - -	- - 19.0	- - 1.11	- 0.36 0.39		18.80
18	18.10.69	9.45 10.00 11.10 12.35 13.30	- 3.30 6.50 - 8.10	+ 0.60 - - - -	- 0.33 0.96 - 1.33	19.5 - - - 20.0	- - - 1.66 -	- 0.57 - 0.68 -	- 0.98	7.50
19	18.10.69	7.30 7.50 8.40 9.35 10.15 12.15	- 2.00 5.00 - 5.70 -	+ 0.36 - - - - -	- 0.12 0.46 - 0.60 -	20.0 - - - - 20.0	- - - - - 2.00	- 0.88 - 0.85 - -	- 0.51	5.50
20	20.10.69	9.30 9.50 10.45 12.00 12.30 14.00	- 6.60 20.00 23.00 - -	+ 0.94 - - - - -	- 0.16 0.53 0.58 - -	20.0 - - - - 20.0	- - - - - 2.30	- 0.97 - - 0.98 0.94	- 0.41	6.50
21	21.10.69	7.30 7.45 7.55 8.40 10.10 10.30 13.00	- 10.00 - 15.00 16.70 - -	+ 1.26 - - - - - -	- 0.16 - 0.35 0.47 - -	20.0 - - - - - 20.0	- - - - - - 1.20	- - 0.44 - - 0.43 0.44	+ 0.64	21.40
22	21.10.69	14.00 14.25 15.20 16.15 16.30 18.00	- 5.70 9.00 10.50 - -	+ 1.16 - - - - -	- 0.10 0.20 0.23 - -	19.0 - - - - 19.0	- - - - - 1.47	0.57 - - - 0.56 0.56	+ 0.51	16.00
23	22.10.69	7.45 8.10 8.55 11.00 11.15 13.00	- 3.20 13.00 27.00 - -	+ 1.17 - - - - -	- 0.05 0.14 0.30 - -	19.0 - - - - 19.0	- - - - - 1.38	0.56 - - - 0.54 0.53	+ 0.52	13.00
24	22.10.69	8.30 8.35 8.50 10.00 12.40 14.25	- - 3.90 6.30 9.00 -	+ 1.10 - - - - -	- - 0.08 0.23 0.34 -	20.0 - - - - 19.0	- - - - - 1.32	- 0.39 - - 0.52 0.53	+ 0.56	11.20
25	23.10.69	6.50	-	+ 1.10	-	20.0	-	0.34	- 0.20	

Segue XV

POZZO	DATA	O R E	PORTATA 1/sec.	QUOTA LIVELLO STATICO m	DEPRES- SIONE m	TEMPE- RATURA ACQUA °C	RESIDUO SALINO g/l	Cl ⁻ g/l	QUOTA FONDO POZZO m	R _n x10 ⁻¹⁰ Cl/l
25	23.10.69	7.20	2.00	-	0.52	-	-	-		11.50
		8.15	2.60	-	0.90	-	-	-		
		9.55	-	-	-	-	-	0.47		
		10.05	3.20	-	1.00	-	-	-		
		12.00	-	-	-	20.0	1.25	0.49		
26	23.10.69	9.00	-	+ 1.16	-	19.0	-	0.37	- 3.35	11.70
		10.00	2.60	-	0.98	-	-	-		
		10.45	3.70	-	2.21	-	-	-		
		11.45	-	-	-	-	-	0.49		
		12.00	4.70	-	4.09	-	-	-		
27	24.10.69	13.10	-	+ 1.22	-	20.0	-	0.54	+ 0.84	23.00
		13.35	11.00	-	0.04	-	-	-		
		14.25	24.00	-	0.10	-	-	-		
		16.10	30.50	-	0.14	-	-	0.54		
		18.00	-	-	-	20.0	1.43	0.54		
28	24.10.69	6.40	-	+ 1.26	-	19.0	-	0.52	+ 0.87	18.60
		7.00	1.40	-	0.10	-	-	-		
		8.20	3.00	-	0.16	-	-	-		
		9.55	4.80	-	0.25	-	-	0.52		
		11.35	-	-	-	20.0	1.41	0.53		
29	24.10.69	7.05	-	+ 1.11	-	20.0	-	0.45	+ 0.73	16.80
		7.20	7.30	-	0.10	-	-	-		
		8.30	10.00	-	0.16	-	-	-		
		10.10	12.20	-	0.24	-	-	0.46		
		12.10	-	-	-	19.5	1.29	0.47		
30	24.10.69	13.50	-	+ 1.28	-	19.0	-	0.25	+ 0.73	17.20
		14.00	0.40	-	0.13	-	-	-		
		15.30	0.95	-	0.24	-	-	-		
		16.15	-	-	-	-	-	0.29		
		17.30	-	-	-	19.0	0.83	0.30		
31	25.10.69	10.30	-	+ 1.23	-	19.0	-	0.08	+ 0.47	1.70
		10.50	0.36	-	0.24	-	-	-		
		11.40	0.76	-	0.44	-	-	-		
		13.25	-	-	-	-	-	0.09		
		13.40	1.00	-	0.57	-	-	-		
32	25.10.69	15.40	-	-	-	19.0	0.55	0.09	+ 0.96	3.00
		9.00	-	+ 1.32	-	19.0	-	0.44		
		9.20	4.40	-	0.06	-	-	-		
		12.00	9.10	-	0.16	-	-	-		
		14.40	-	-	-	-	-	0.51		
33	27.10.69	15.00	11.00	-	0.20	-	-	-	+ 0.95	
		17.00	-	-	-	19.0	1.26	0.51		
		8.00	-	+ 1.35	-	18.0	-	0.48		
		8.20	6.20	-	0.07	-	-			
		10.35	10.20	-	0.22	-	-			

Segue XV

POZZO	DATA	O R E	PORTATA 1/sec.	QUOTA LIVELLO STATICO m	DEPRES- SIONE m	TEMPE- RATURA ACQUA °C	RESIDUO SALINO g/l	Cl ⁻ g/l	QUOTA FONDO POZZO m	R _n x10 ⁻¹⁰ Cl/l
33	27.10.69	12.30 13.50 16.10	- 11.50 -	- - -	- 0.24 -	- - 19.0	- - 1.27	0.49 0.50 0.50		9.80
34	28.10.69	8.00 8.20 9.30 10.50 11.10 13.00	- 1.60 3.00 - 6.80 -	+ 1.17 - - - - -	- 0.06 0.12 - 0.23 -	19.0 - - - - 19.0	- - - - - 1.32	0.52 - - 0.53 - 0.53	+0.81	13.70
35	28.10.69	13.40 13.50 15.00 15.50 18.30	- 3.00 5.20 7.80 -	+ 1.22 - - - -	- 0.07 0.42 0.80 -	19.0 - - - 19.0	- - - - 1.49	0.57 - - 0.57 0.57	+0.18	7.70
36	29.10.69	11.45 12.00 15.00 17.20	- 0.33 0.42 -	+ 0.87 - - -	- 0.32 0.39 -	17.0 - - 19.0	- - - 2.76	1.10 - 1.24 1.24	+0.34	6.80
37	30.10.69	13.30 13.40 14.35 16.20 16.35 18.20	- 4.70 6.30 - 7.00 -	+ 1.28 - - - - -	- 0.20 0.30 - 0.38 -	20.0 - - - - 19.0	- - - - - 1.41	0.54 - - - 0.54 0.54	+0.63	17.60
38	30.10.69	7.10 7.20 8.35 10.05 10.15 12.15	- 6.60 9.50 - 14.00 -	+ 1.24 - - - - -	- 0.20 0.40 - 0.79 -	19.0 - - - - 19.0	- - - - - 1.36	0.56 - - - 0.56 0.56	+0.24	9.20
39	31.10.69	8.30 8.55 10.45 13.20 13.40 16.30	- 0.10 0.13 - 0.51 -	+ 1.47 - - - - -	- 1.37 2.43 - 3.68 -	18.0 - - - - 20.0	- - - - - 1.44	0.40 - - - 0.40 0.40	- 2.51	3.10
40	5.11.69	7.10 7.15 8.20 10.10 12.10	- 2.40 4.10 4.60 -	+ 1.10 - - - -	- 0.23 0.53 0.73 -	19.0 - - - 19.5	- - - - 0.76	0.18 - - 0.22 0.28	+0.17	8.10
41	6.11.69	13.10 13.20 15.30 17.10	- 0.06 0.16 -	+ 0.84 - - -	- 0.20 0.25 -	20.0 - - 22.0	- - - 1.03	0.33 - 0.33 0.34	+0.41	0.80
42	6.11.69	9.30	-	+ 1.08	-	19.5	-	0.78	+0.74	

Segue XV

POZZO	DATA	O R E	PORTATA l/sec.	QUOTA LIVELLO STATICO m	DEPRES- SIONE m	TEMPE- RATURA ACQUA °C	RESIDUO SALINO g/l	Cl ⁻ g/l	QUOTA FONDO POZZO m	R _n × 10 ⁻¹⁰ Ci/l
42	6.11.69	9.55	1.10	-	0.05	-	-	-		24.10
		11.00	2.30	-	0.08	-	-	-		
		12.05	-	-	-	-	-	0.85		
		12.25	3.50	-	0.16	-	-	-		
		14.30	-	-	-	19.5	1.99	0.86		
43	6.11.69	9.00	-	+ 1.21	-	19.0	-	0.51	+ 0.79	12.20
		9.15	4.50	-	0.00	-	-	-		
		10.15	11.00	-	0.04	-	-	-		
		12.00	20.00	-	0.11	-	-	0.52		
		14.10	-	-	-	19.0	1.32	0.52		
44	7.11.69	8.00	-	+ 1.27	-	18.5	-	0.14	+ 0.67	13.10
		8.15	1.10	-	0.12	-	-	-		
		9.20	1.60	-	0.18	-	-	-		
		11.00	-	-	-	-	-	0.36		
		11.30	2.60	-	0.43	-	-	-		
16.00	-	-	-	18.5	1.00	0.37				
45	8.11.69	9.00	-	+ 0.61	-	18.5	-	0.15	+ 0.09	12.20
		9.15	2.20	-	0.15	-	-	-		
		11.20	3.20	-	0.27	-	-	-		
		13.10	-	-	-	-	-	0.39		
		14.30	4.90	-	0.55	-	-	-		
17.00	-	-	-	18.5	1.03	0.41				
46	10.11.69	9.00	-	+ 1.34	-	18.5	-	0.46	+ 0.92	15.20
		9.15	2.00	-	0.06	-	-	-		
		10.15	3.20	-	0.13	-	-	-		
		11.55	-	-	-	-	-	0.49		
		12.10	4.00	-	0.22	-	-	-		
14.00	-	-	-	19.0	1.28	0.49				
47	11.11.69	9.00	-	+ 1.27	-	18.0	-	0.82	+ 0.67	7.10
		9.15	0.10	-	0.27	-	-	-		
		11.25	0.13	-	0.37	-	-	-		
		12.00	-	-	-	-	-	0.80		
		16.50	-	-	-	23.0	1.93	0.80		
48	13.11.69	9.20	-	+ 1.33	-	21.0	-	0.10	- 5.28	4.50
		9.35	1.70	-	0.01	-	-	-		
		10.35	4.00	-	0.02	-	-	-		
		12.00	10.00	-	0.06	-	-	-		
		13.10	-	-	-	-	-	0.24		
		13.30	17.00	-	0.09	-	-	-		
		14.30	30.00	-	0.14	-	-	-		
17.15	-	-	-	19.5	0.84	0.31				
49	14.11.69	9.40	-	+ 1.35	-	19.0	-	0.28	- 4.54	4.40
		9.50	10.00	-	0.05	-	-	-		
		11.20	27.00	-	0.27	-	-	-		
		13.10	-	-	-	-	-	0.38		
		17.30	-	-	-	19.0	1.03	0.41		
50	17.11.69	8.20	-	+ 1.36	-	18.5	-	0.26	- 47.99	

XVI. Misure di portata alle sorgenti del Gargano e precipitazioni meteoriche negli anni 1969-1970-1971.

Sorgente Fontanella

ANNO	MESE	GIORNO	PORTATA l/sec.
1969	MAGGIO	9	-
	GIUGNO	3	0.583
		8	0.593
		11	0.246
		15	0.499
		18	0.534
		23	0.523
		27	0.445
	LUGLIO	1	0.448
		5	0.434
		9	0.583
		14	0.406
		21	0.393
		28	0.362
	AGOSTO	4	0.352
		11	0.313
		21	0.283
		29	0.319
	SETTEMBRE	6	0.262
		14	0.286
		22	0.252
		28	0.250
	OTTOBRE	18	0.210
		25	0.202
		28	0.191
	NOVEMBRE	3	0.186
		8	0.187
		15	0.183
		22	0.183
		30	0.179
1970	MAGGIO	7	0.521
		14	0.505
		22	0.462
		29	0.450
	GIUGNO	6	0.405
		12	0.588
		22	0.591
		28	0.402
	LUGLIO	6	0.362
		13	0.349
		20	0.275
		27	0.328

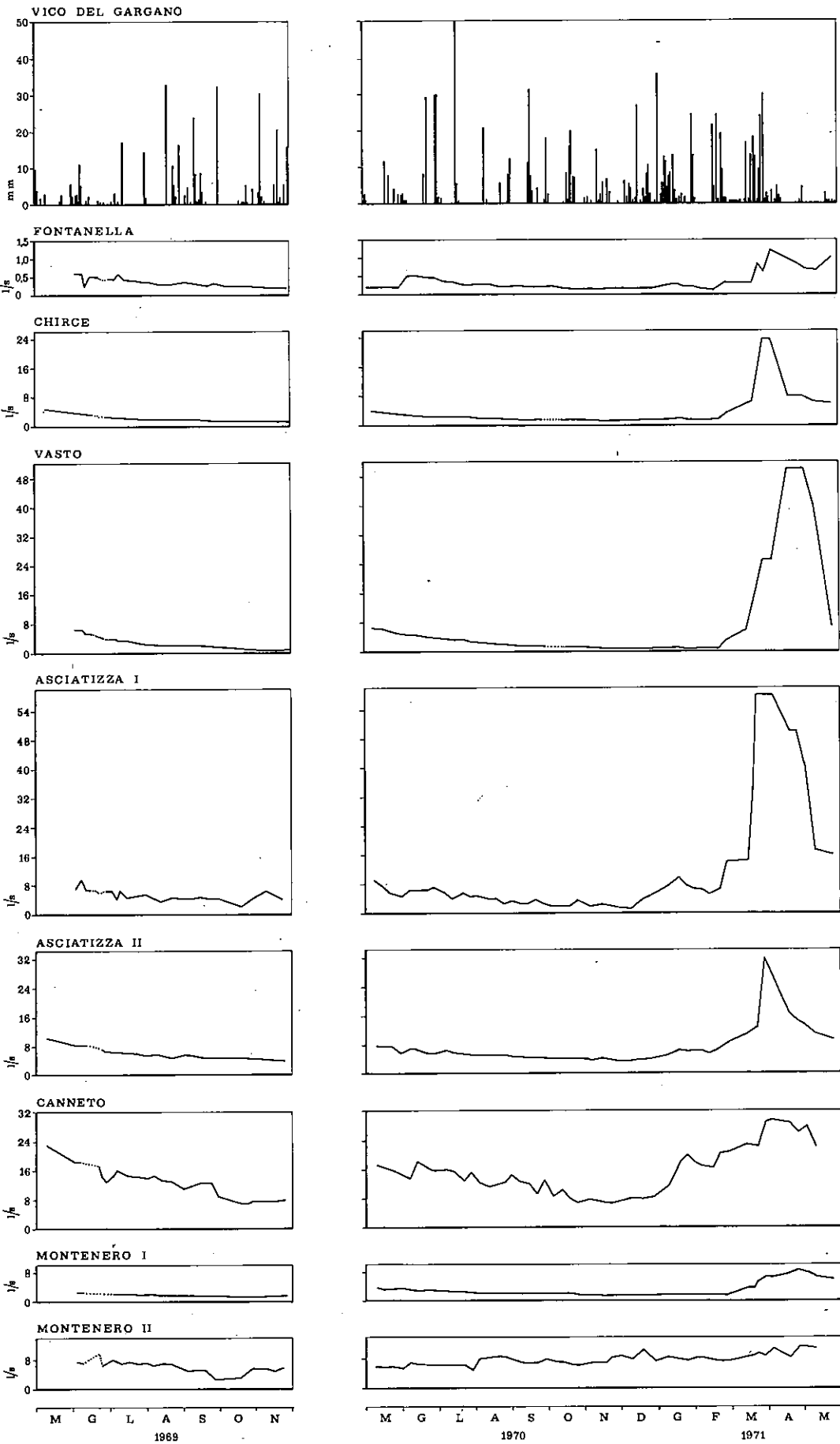
Sorgente Chirce

ANNO	MESE	GIORNO	PORTATA l/sec.
1970	AGOSTO	3	0.302
		11	0.290
		18	0.241
		24	0.206
		31	0.234
	SETTEMBRE	7	0.222
		14	0.202
		21	0.204
		28	0.199
	OTTOBRE	5	0.234
		12	0.175
		19	0.174
		25	0.183
	NOVEMBRE	2	0.153
		7	0.177
		15	0.169
		22	0.154
		28	0.153
	DICEMBRE	8	0.135
		18	0.143
		26	0.149
1971	GENNAIO	9	0.264
		17	0.231
		23	0.208
		30	0.229
	FEBBRAIO	6	0.160
		13	0.133
		21	0.129
		27	0.314
	MARZO	13	0.311
		18	0.326
		21	0.352
		28	0.643
	APRILE	4	1.207
		17	0.954
		25	0.840
	MAGGIO	1	0.718
		9	0.679
		24	1.000

ANNO	MESE	GIORNO	PORTATA l/sec.
1969	MAGGIO	9	5.000
	GIUGNO	3	4.000
		8	3.846
		11	3.571
		15	3.371
		18	3.333
		23	3.030
		27	2.857
	LUGLIO	1	2.700
		5	2.700
		9	2.500
		14	2.700
		21	2.380
		28	2.170
	AGOSTO	4	2.330
		11	2.000
		21	2.130
		29	2.130
	SETTEMBRE	6	2.080
		14	2.130
		22	1.890
		28	1.790
	OTTOBRE	18	1.560
		25	1.610
		28	1.610
	NOVEMBRE	3	1.540
		8	1.470
		15	1.490
		22	1.560
		30	1.610
1970	MAGGIO	7	4.000
		14	3.704
		22	3.448
		29	3.125
	GIUGNO	6	3.125
		12	2.857
		22	2.632
		28	2.632
	LUGLIO	6	2.632
		13	2.381
		20	2.500
		27	2.222

ANNO	MESE	GIORNO	PORTATA l/sec.
1970	AGOSTO	3	2.128
		11	2.000
		18	1.961
		24	1.961
		31	1.818
	SETTEMBRE	7	1.724
		14	1.613
		21	1.754
		28	1.695
	OTTOBRE	5	--
		12	1.587
		19	1.587
		25	1.695
	NOVEMBRE	2	1.613
		7	1.613
		15	1.429
		22	1.351
		29	1.515
	DICEMBRE	8	1.429
		18	1.429
		26	1.538
1971	GENNAIO	9	1.961
		17	2.174
		23	1.818
		30	1.667
	FEBBRAIO	6	1.667
		13	1.667
		21	1.754
		27	3.448
	MARZO	13	5.882
		18	6.667
		21	12.500
		28	25.000
	APRILE	4	25.000
		17	8.333
		25	8.333
	MAGGIO	1	8.333
		9	6.250
		24	5.000

Misure di portata alle sorgenti del Gargano e precipitazioni meteoriche negli anni 1969-1970-1971.



Segue XVI

Sorgente Vasto

ANNO	MESE	GIORNO	PORTATA 1/sec.
1969	MAGGIO	9	-
	GIUGNO	3	6.250
		8	6.667
		11	5.556
		15	5.556
		18	4.918
	23	4.762	
	27	4.226	
	LUGLIO	1	3.950
		5	4.000
		9	3.570
		14	3.330
		21	3.030
		28	2.560
	AGOSTO	4	2.500
		11	2.220
		21	2.220
		29	2.220
	SETTEMBRE	6	2.170
		14	2.220
		22	1.820
		28	1.560
	OTTOBRE	18	1.210
		25	1.080
		28	0.885
NOVEMBRE	3	0.870	
	8	0.826	
	15	0.746	
	22	0.800	
	30	0.980	
1970	MAGGIO	7	6.667
		14	6.250
		22	5.555
		29	5.000
	GIUGNO	6	4.545
		12	4.545
		22	4.000
		28	3.571
	LUGLIO	6	3.448
		13	3.125
		20	3.333
		27	2.778

ANNO	MESE	GIORNO	PORTATA 1/sec.
1970	AGOSTO	3	2.500
		11	2.222
		18	2.000
		24	1.961
		31	1.818
	SETTEMBRE	7	1.667
		14	1.538
		21	1.538
		28	1.471
	OTTOBRE	5	-
		12	1.149
		19	1.053
		25	1.250
	NOVEMBRE	2	0.952
		7	0.862
		15	0.769
	DICEMBRE	22	0.699
29		0.667	
8		0.526	
18		0.625	
1971	GENNAIO	9	0.952
		17	0.980
		23	0.546
		30	0.472
	FEBBRAIO	6	0.820
		13	0.714
		21	0.735
		27	2.941
	MARZO	13	5.556
		18	6.667
		21	16.667
28		25.000	
APRILE	4	25.000	
	17	50.000	
	25	50.000	
MAGGIO	1	50.000	
	9	40.000	
	24	5.882	

Sorgente Asciatizza I

ANNO	MESE	GIORNO	PORTATA 1/sec.
1969	MAGGIO	9	-
	GIUGNO	3	7.197
		8	9.524
		11	6.848
		15	6.632
		18	6.500
	24	5.929	
	28	6.500	
	LUGLIO	2	6.500
		6	4.600
		10	6.850
		15	4.000
		22	5.080
		29	5.560
	AGOSTO	5	4.940
		12	3.700
		21	4.760
		30	4.390
	SETTEMBRE	6	4.270
		14	4.760
		22	4.350
		29	4.350
	OTTOBRE	19	2.040
		26	5.050
		28	5.540
NOVEMBRE	3	5.130	
	8	6.180	
	15	5.470	
	23	4.170	
	30	-	
1970	MAGGIO	8	9.091
		15	7.692
		22	5.556
		29	4.762
	GIUGNO	6	6.667
		12	6.667
		22	6.667
		28	7.125
	LUGLIO	6	5.301
		13	4.000
20		5.556	
27		4.545	

ANNO	MESE	GIORNO	PORTATA 1/sec.
1970	AGOSTO	3	4.746
		11	4.000
		18	4.000
		24	2.857
		31	3.333
	SETTEMBRE	7	2.857
		14	2.703
		21	3.704
		28	2.557
	OTTOBRE	5	2.083
		12	2.174
		18	2.174
		25	3.448
	NOVEMBRE	2	2.381
		6	2.128
		15	2.326
	DICEMBRE	22	2.000
29		1.424	
9		1.136	
18		4.000	
1971	GENNAIO	10	7.692
		17	10.000
		24	7.142
		31	6.667
	FEBBRAIO	7	6.250
		13	5.263
		21	7.692
		27	14.286
	MARZO	13	14.583
18		36.667	
21		60.000	
28		60.000	
APRILE	4	60.000	
	17	50.000	
	25	50.000	
MAGGIO	1	40.000	
	9	17.500	
	24	15.882	

Segue XVI

Sorgente Asciatzza II

ANNO	MESE	GIORNO	PORTATA 1/sec.
1969	MAGGIO	9	10.183
	GIUGNO	3	8.287
		8	8.294
		11	8.232
		15	8.205
		18	7.661
	24	7.681	
	28	6.898	
	LUGLIO	2	6.550
		6	6.510
		10	6.490
		15	6.170
		22	6.160
	29	5.590	
	AGOSTO	5	5.720
		12	5.590
		21	4.970
		30	5.570
	SETTEMBRE	6	5.560
14		4.930	
22		4.910	
29		5.090	
OTTOBRE	19	4.840	
	26	4.400	
	28	4.420	
NOVEMBRE	3	4.410	
	8	4.460	
	15	4.460	
	23	4.070	
	30	-	
1970	MAGGIO	8	7.828
		15	7.804
		22	7.750
		29	5.951
	GIUGNO	6	6.880
		12	6.737
		22	5.716
		28	5.750
	LUGLIO	6	6.401
		13	5.836
		20	5.687
		27	5.237

ANNO	MESE	GIORNO	PORTATA 1/sec.
1970	AGOSTO	3	5.167
		11	5.143
		18	5.086
		24	5.152
		31	4.797
	SETTEMBRE	7	4.704
		14	4.562
		21	4.522
		28	4.305
	OTTOBRE	5	4.305
		12	4.117
		18	4.099
		25	4.347
	NOVEMBRE	2	4.092
		6	3.969
		15	4.297
		22	4.056
	29	3.757	
DICEMBRE	9	3.765	
	18	4.055	
	26	4.255	
1971	GENNAIO	10	5.200
		17	6.451
		24	6.253
		31	6.394
	FEBBRAIO	7	6.329
		13	5.899
		21	6.414
		27	8.704
	MARZO	13	10.738
		18	12.369
		21	13.144
		28	(32.218)
	APRILE	4	26.970
17		16.459	
25		14.571	
MAGGIO	1	13.525	
	9	11.010	
	24	9.305	

Sorgente Canneto

ANNO	MESE	GIORNO	PORTATA 1/sec.
1969	MAGGIO	9	23.000
	GIUGNO	3	18.690
		6	18.510
		20	17.370
		24	14.210
		28	13.180
	LUGLIO	2	14.770
		6	15.970
		10	15.370
		15	14.530
	22	14.650	
	31	14.020	
	AGOSTO	5	14.650
		12	11.380
		21	13.320
		30	10.900
	SETTEMBRE	6	11.700
14		12.590	
22		12.200	
29		9.000	
OTTOBRE	19	7.030	
	26	7.030	
	28	7.490	
NOVEMBRE	3	7.470	
	8	7.320	
	15	7.600	
	23	7.940	
	30	-	
1970	MAGGIO	8	17.200
		15	16.600
		23	15.500
		30	14.600
	GIUGNO	5	13.490
		13	18.200
		22	16.200
		28	15.700
	LUGLIO	6	16.100
		13	15.500
20	13.152		
27	15.400		

ANNO	MESE	GIORNO	PORTATA 1/sec.
1970	AGOSTO	3	12.709
		11	11.200
		17	12.000
		24	12.200
		31	14.300
	SETTEMBRE	7	12.700
		14	12.000
		21	9.367
		28	13.300
	OTTOBRE	5	8.700
		12	10.500
		18	5.100
	25	7.100	
	NOVEMBRE	2	7.700
		6	7.800
		17	6.800
		22	6.700
	29	7.500	
DICEMBRE	9	8.100	
	17	8.100	
	27	8.300	
1971	GENNAIO	10	11.500
		17	17.900
		24	19.900
		31	18.000
	FEBBRAIO	7	17.100
		14	16.400
		21	20.500
		28	20.800
	MARZO	13	22.900
		18	22.600
		21	22.300
		28	28.800
	APRILE	4	29.800
18		28.700	
26		26.200	
MAGGIO	2	27.800	
	9	22.700	
	24	-	

Segue XVI.

Sorgente Montenero I

ANNO	MESE	GIORNO	PORTATA 1/sec.	
1969	MAGGIO	9	-	
		GIUGNO	3	2.500
		8	2.500	
		20	2.208	
		24	2.055	
		28	2.000	
	LUGLIO	2	2.000	
		6	2.000	
		10	2.000	
		15	2.210	
		22	2.000	
		29	2.000	
		AGOSTO	5	1.850
	12		1.850	
	21		1.850	
	30		1.850	
	SETTEMBRE	6	1.850	
		14	1.850	
		22	2.000	
		29	1.850	
	OTTOBRE	19	1.670	
		26	1.560	
		28	1.670	
	NOVEMBRE	3	1.670	
		8	1.560	
		15	1.470	
		23	1.470	
		30	-	
	1970	MAGGIO	8	3.333
			15	3.125
23			3.333	
30			3.333	
GIUGNO		6	2.941	
		12	2.941	
		22	2.941	
		28	2.778	
LUGLIO		6	2.778	
		13	2.500	
		20	2.381	
		27	2.272	

ANNO	MESE	GIORNO	PORTATA 1/sec.
1970	AGOSTO	3	2.272
		11	2.000
		18	2.000
		24	2.000
		31	2.000
	SETTEMBRE	7	2.000
		14	2.000
		21	2.000
		28	2.000
	OTTOBRE	5	2.000
		12	2.000
		18	1.786
		25	1.667
	NOVEMBRE	2	1.563
		6	1.563
		17	1.563
		22	1.562
	DICEMBRE	9	1.515
18		1.429	
27		1.351	
1971	GENNAIO	10	1.515
		17	1.563
		24	1.667
		31	1.563
		FEBBRAIO	7
		13	1.429
		21	1.429
		27	1.786
	MARZO	13	3.333
		18	3.333
		21	5.000
		28	6.250
	APRILE	4	6.250
		17	7.692
		25	8.333
MAGGIO	2	7.142	
	9	6.667	
	24	5.882	

Sorgente Montenero II

ANNO	MESE	GIORNO	PORTATA 1/sec.
1969	MAGGIO	9	-
		GIUGNO	3
	8		7.270
	20		10.040
	24		6.580
	28		7.120
	LUGLIO	2	8.070
		6	7.380
		10	7.200
		15	7.460
	AGOSTO	22	7.100
		29	7.250
		5	6.500
		12	7.030
		21	6.830
	SETTEMBRE	30	5.390
		6	4.950
		14	5.140
22		4.800	
OTTOBRE	29	2.790	
	19	3.180	
	26	4.350	
NOVEMBRE	28	5.840	
	3	5.400	
	8	5.530	
	15	4.930	
	23	6.080	
	30	-	
1970	MAGGIO	8	6.100
		15	5.900
		23	6.000
		30	5.700
		GIUGNO	6
		13	6.500
		22	6.300
		28	6.600
	LUGLIO	6	6.500
		13	6.200
		20	6.300
		27	4.900

ANNO	MESE	GIORNO	PORTATA 1/sec.
1970	AGOSTO	3	7.900
		11	8.300
		18	8.800
		24	8.600
		31	7.800
	SETTEMBRE	7	7.300
		14	7.000
		21	7.300
		28	8.000
	OTTOBRE	5	7.200
		12	7.200
		18	6.600
		25	6.300
	NOVEMBRE	2	6.900
		6	7.100
		17	7.100
		22	8.600
	DICEMBRE	29	8.900
9		8.000	
17		10.500	
	27	7.500	
1971	GENNAIO	10	8.400
		17	8.100
		24	7.800
		31	8.600
		FEBBRAIO	7
		14	7.800
		21	7.300
		27	7.700
	MARZO	13	8.900
		18	9.000
		21	9.700
		28	8.900
	APRILE	4	10.900
		18	8.500
		26	11.600
MAGGIO	2	11.700	
	9	11.200	
	24	-	

Segue XVI

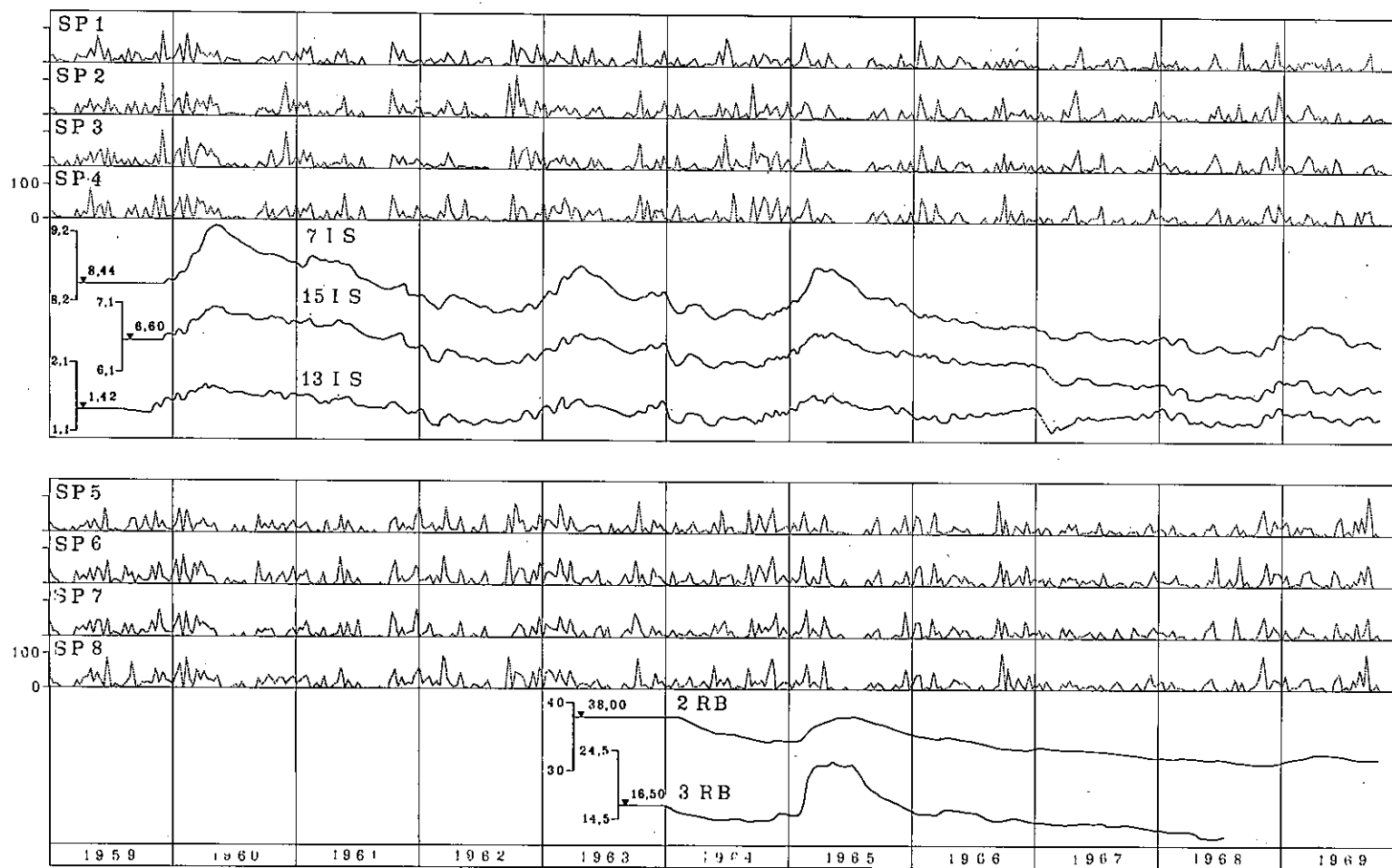
Precipitazioni in mm misurate nella stazione di Vico del Gargano.

ANNO	MESE	GIOR NO	PIOGGIA mm	
1969	MAGGIO	1	9.8	
		2	0.4	
		6	1.2	
		9	2.8	
		21	0.8	
		22	2.4	
	GIUGNO	2	5.6	
		3	2.2	
		4	2.6	
		5	2.2	
		6	0.2	
		7	5.6	
		8	12.0	
		13	0.4	
		15	2.4	
		25	0.8	
		26	0.2	
		29	0.2	
		LUGLIO	3	0.2
			4	0.2
	6		2.8	
	9		1.0	
	10		0.4	
	11		17.0	
	12		17.4	
	AGOSTO	1	14.0	
		2	1.8	
		18	33.8	
		25	10.4	
		26	5.2	
		27	2.4	
		28	16.6	
	SETTEMBRE	4	2.6	
		6	4.2	
		7	4.2	
		8	0.2	
		10	0.4	
		11	24.2	
		12	8.2	
		13	0.6	
		15	1.2	
		17	8.6	
		18	3.4	
		21	0.2	
	OTTOBRE	3	32.0	
		19	0.4	
		23	0.4	
24		0.2		
26		0.4		
27		5.6		
29		0.2		
31		4.2		
NOVEMBRE	6	30.4		
	7	3.0		
	8	2.0		
	9	0.4		
	18	5.8		
	21	15.4		
	26	0.2		
	27	2.0		
	28	6.6		
	30	16.0		
	1970	MAGGIO	1	0.2
2			2.6	

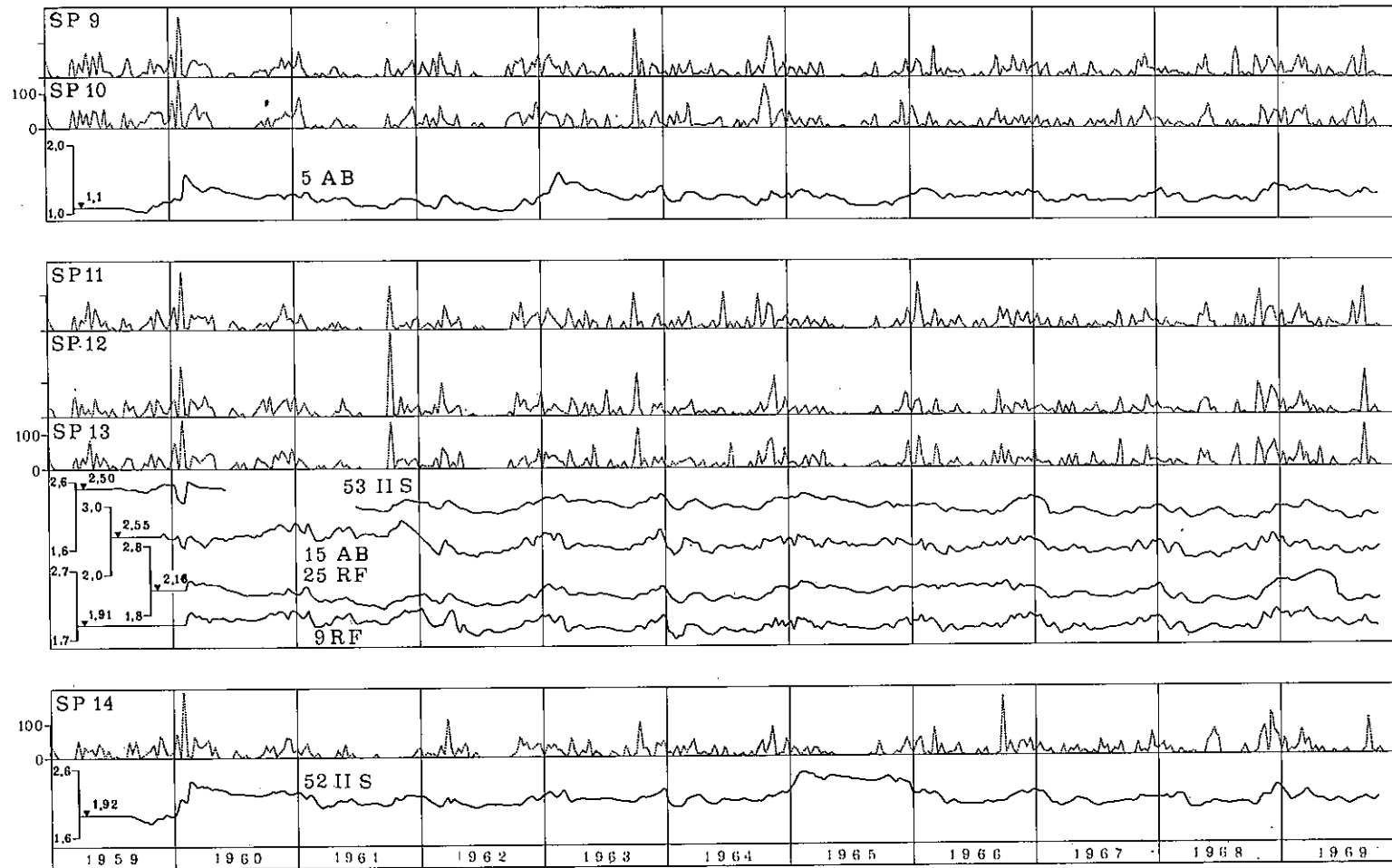
ANNO	MESE	GIOR NO	PIOGGIA mm	
1970	MAGGIO	3	0.8	
		7	1.2	
		12	0.6	
		18	11.0	
		23	7.4	
		28	4.0	
		31	2.6	
		GIUGNO	3	2.6
			6	0.2
			7	0.8
	20		29.2	
	21		7.8	
	LUGLIO	1	30.2	
		2	30.0	
		5	1.8	
		6	1.6	
		17	49.2	
		18	5.2	
		19	0.4	
	AGOSTO	11	21.6	
		12	0.2	
		25	5.8	
		30	1.0	
		31	7.8	
	SETTEMBRE	1	11.8	
		18	31.4	
		19	10.8	
		20	7.6	
		23	3.2	
		24	4.4	
	OTTOBRE	1	0.2	
		2	18.0	
		4	2.8	
		16	0.2	
		17	7.6	
		21	0.8	
		22	16.0	
		23	19.8	
	24	7.4		
	25	7.0		
	NOVEMBRE	7	1.8	
		9	0.2	
		11	14.6	
		15	0.6	
		16	2.8	
17		5.8		
22		6.8		
23	3.0			
DICEMBRE	1	0.2		
	6	7.0		
	8	3.0		
	9	5.0		
	10	0.4		
	12	0.2		
	13	0.2		
	15	1.4		
	16	26.4		
	20	0.6		
21	0.2			
23	4.0			
24	1.0			
25	7.8			
26	10.4			
28	2.6			

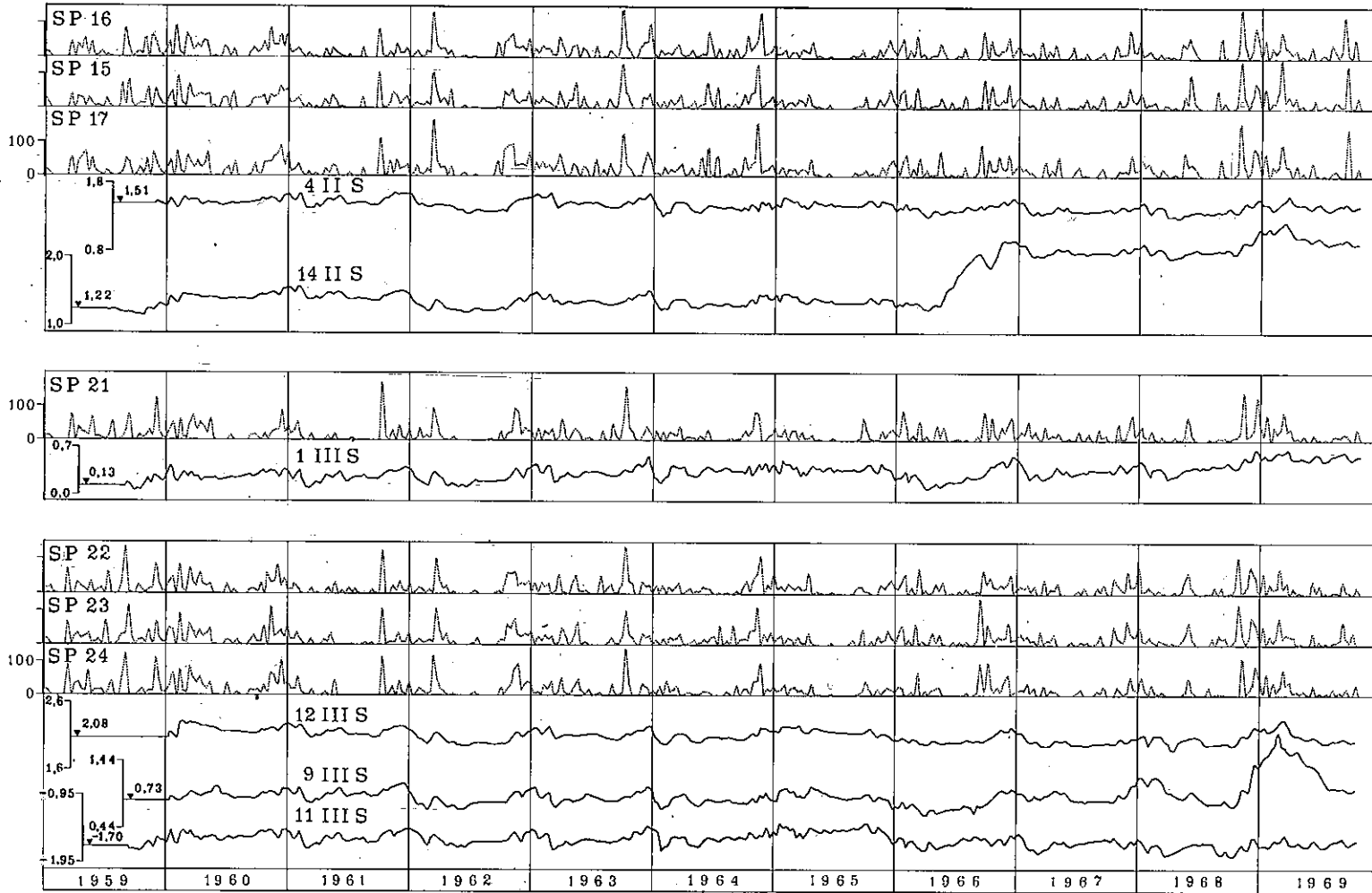
ANNO	MESE	GIOR NO	PIOGGIA mm	
1971	GENNAIO	1	0.4	
		2	0.2	
		3	36.8	
		4	2.6	
		5	2.4	
		6	5.2	
		7	12.6	
		8	0.2	
		11	4.4	
		12	7.2	
		13	8.0	
		14	12.8	
		17	3.6	
		18	1.4	
		21	1.8	
		25	2.6	
		28	1.2	
		FEBBRAIO	2	24.4
			17	1.0
			18	21.4
			19	4.4
			20	23.8
			21	0.6
			24	18.8
			25	9.6
			27	0.8
			28	0.6
		MARZO	2	
	3			
	4			
	5		27.0	
	6			
	7			
	8			
	9		1.0	
	10		0.4	
	13		0.6	
	15		16.6	
	16		1.0	
	17		13.4	
	18		23.4	
	22	12.8		
	23	0.6		
	27	9.4		
	28	2.6		
	29	24.6		
	30	29.4		
APRILE	1	0.2		
	2	2.6		
	3	1.0		
	4	1.6		
	6	3.6		
	9	0.6		
	10	5.0		
	11	2.0		
	12	1.0		
	30	0.2		
	MAGGIO	3	4.2	
21		3.0		
23		0.2		
27		1.0		
28		0.8		
30		0.4		
31		0.2		

XVII. Correlazioni tra oscillazioni freatiche ai pozzi della rete idrometrografica dell'Ente Irrigazione e altezze di pioggia, effettuate dalla sezione autonoma di Bari del servizio idrografico.

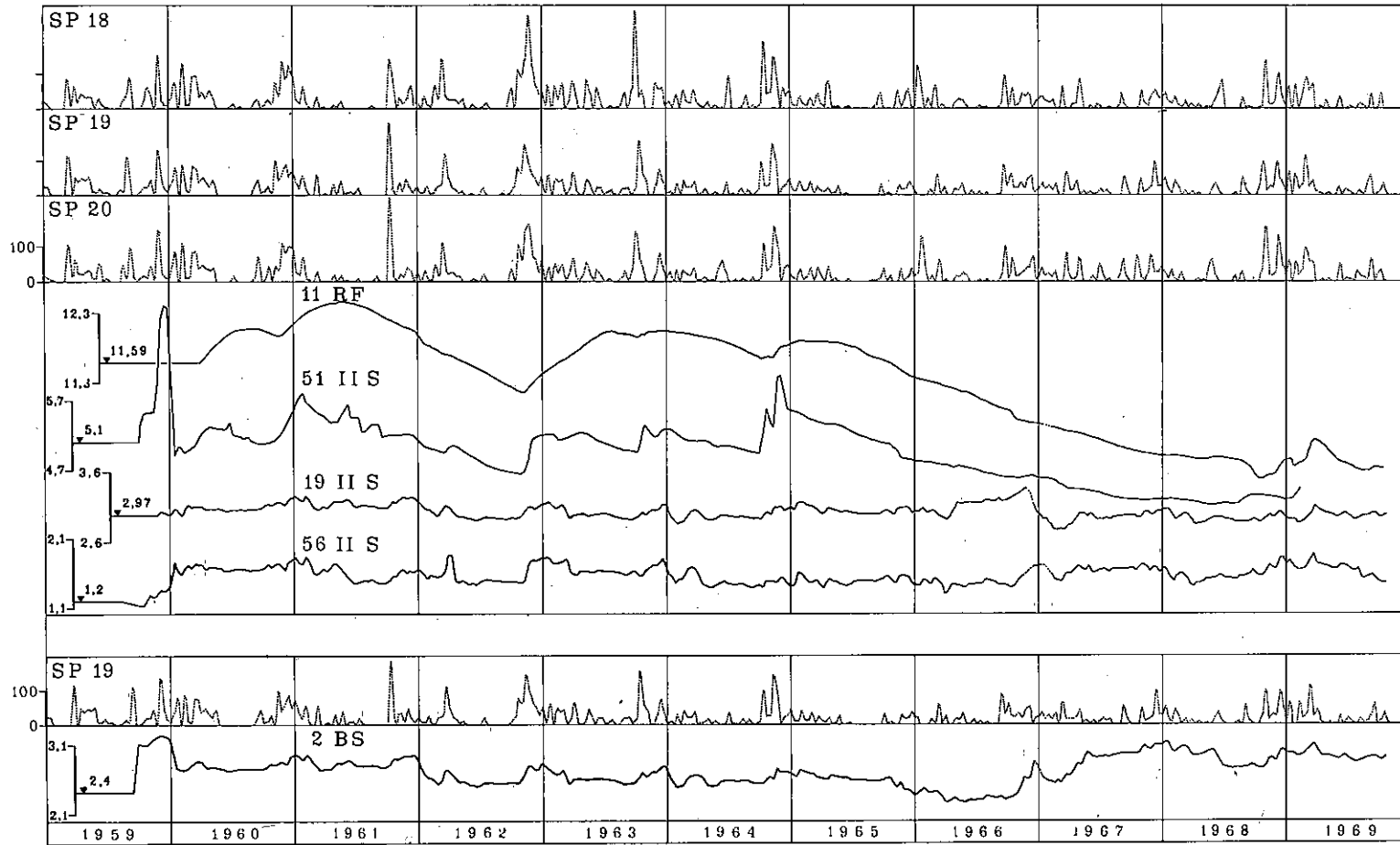


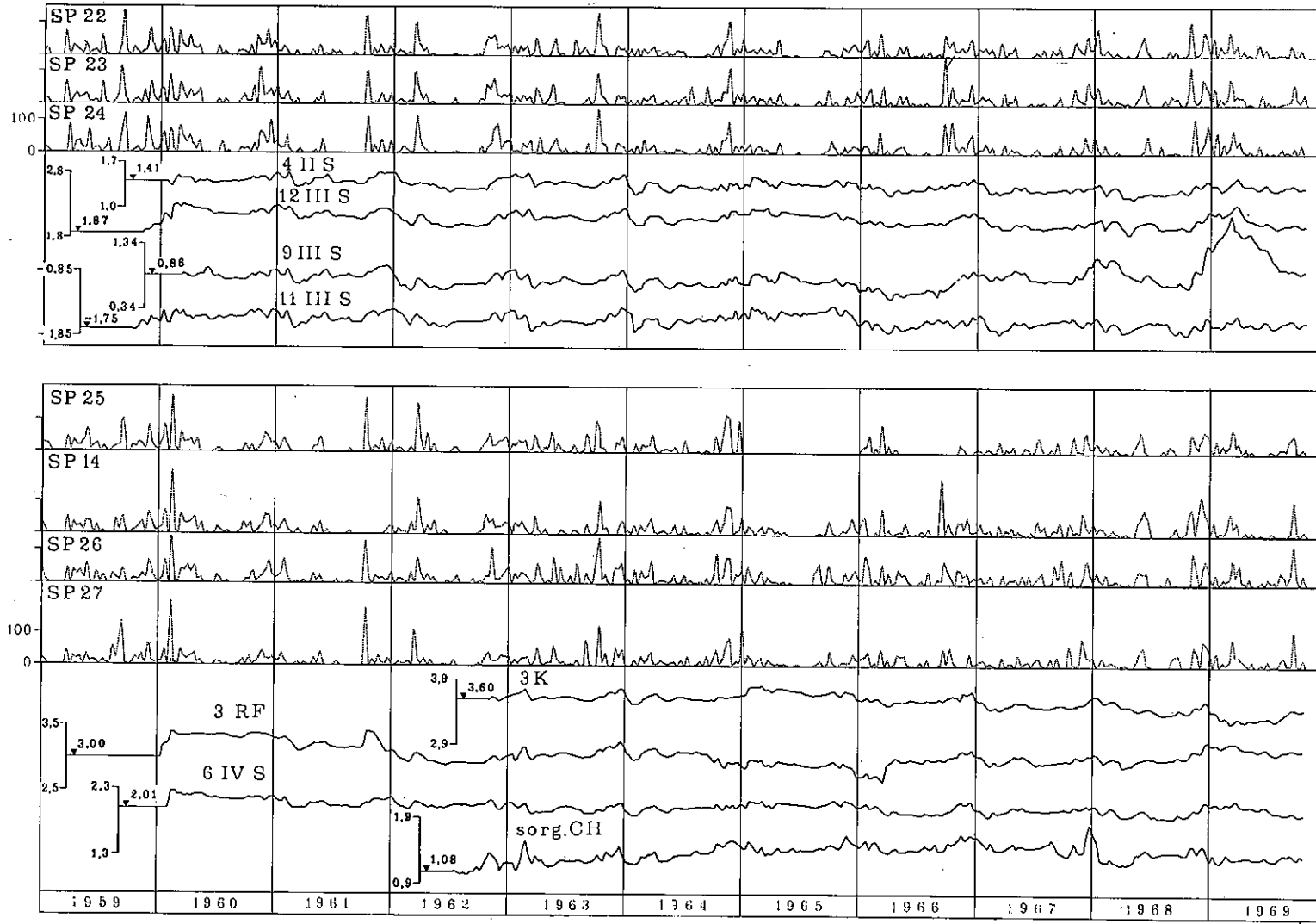
Segue XVII



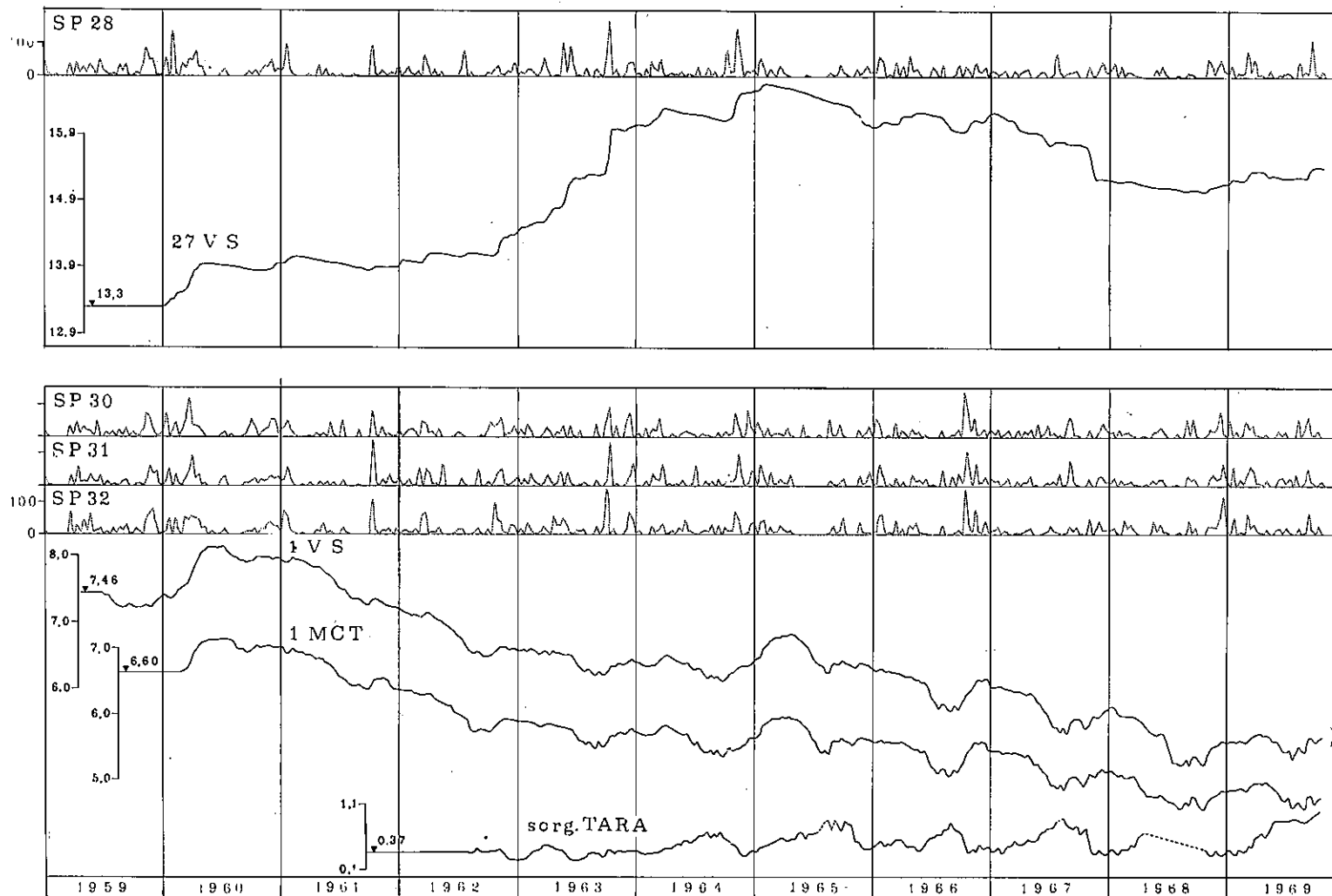


Segue XVII

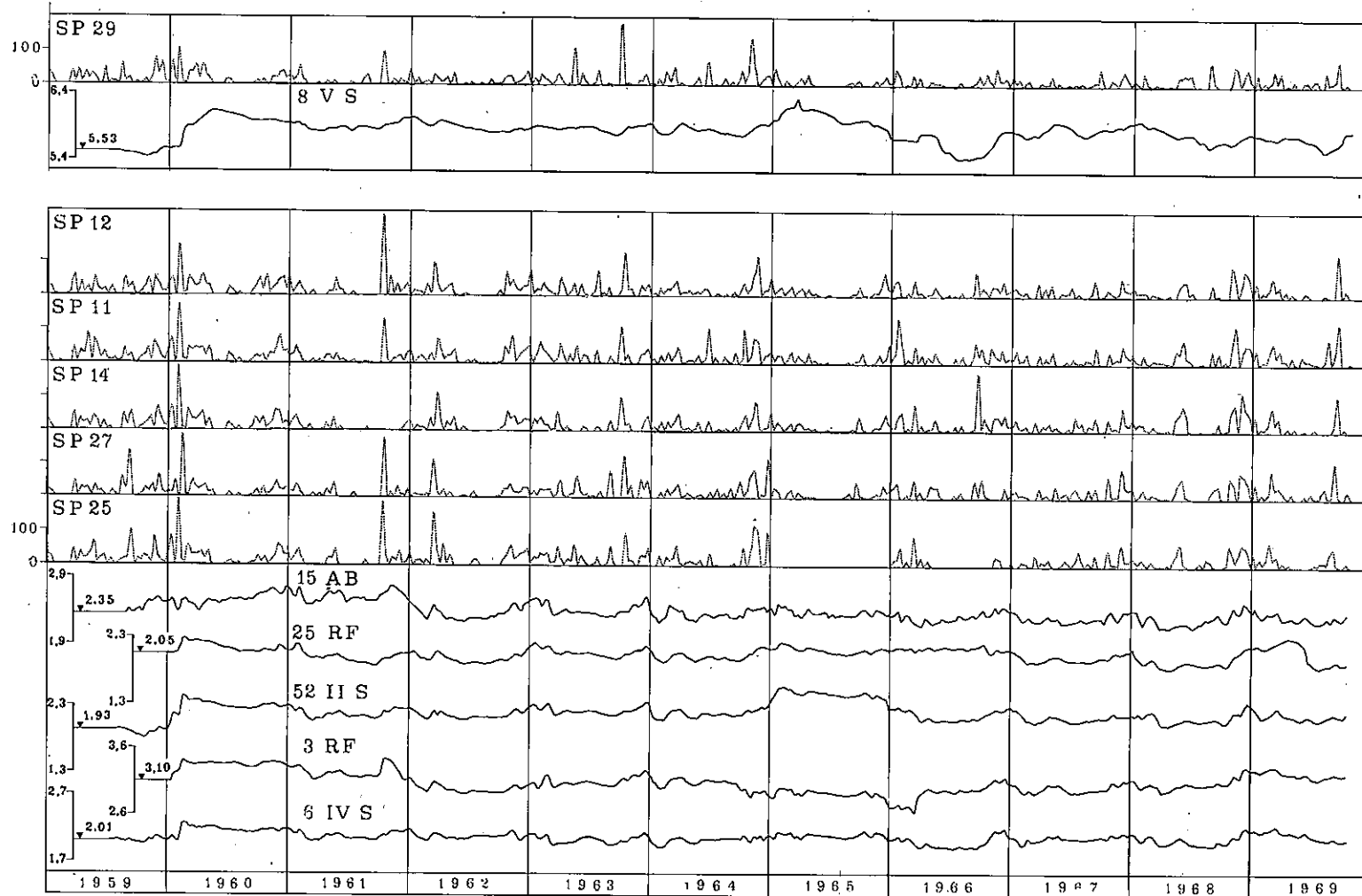




Segue XVII



Segue XVII



Segue XVII

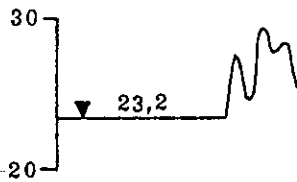
LEGENDA

2 RB

Sigla del pozzo della rete Ente Irrigazione.



Altezza piogge in mm.



Scala delle oscillazioni della falda riferite al livello mare (m) e livello statico della stessa all'inizio della registrazione (m).

SP 20

Stazione Pluviometrica.

SP1: Canosa; SP2: Barletta; SP3: Andria; SP4: Bisceglie;
 SP5: Bari oss.; SP6: Bitonto; SP7: Grumo; SP8: Adelfia;
 SP9: Ostuni; SP10: Ceglie Messapico; SP11: Latiano; SP12:
 S. Pietro Vernotico; SP13: Brindisi; SP14: San Pancrazio
 Salentino; SP15: Novoli; SP16: Lecce; SP17: S. Cataldo
 Bon.; SP18: Otranto; SP19: Maglie; SP20: Minervino di
 Lecce; SP21: Taviano; SP22: Nardò; SP23: Copertino;
 SP24: Gallipoli; SP25: Masseria Monteruga; SP26: Man-
 duria SP27: Avetrana-Porto Columena; SP28: Lizzano;
 SP29: Grottaglie; SP30: Castellaneta; SP31: Massafra;
 SP32: Ginos Marina.

VINCENZO COTECCHIA

STUDIES AND INVESTIGATIONS ON APULIAN
GROUNDWATERS AND INTRUDING SEAWATERS
(Salento Peninsula)

English translation by J. E. Gladwin B. Sc., M. I. M. M., C. Eng.

*Work Performed by the Institute of Engineering Geology and Geotechnique - Bari University
(September 1966 - December 1972 - Research Contracts 8581 - 24 - 58 - 105 - 129 rep. IRSA)*

Foreword: Project aims

Apulia has virtually no surface streams or springs either, except for some brackish resurgences on the coast. Water supply has always been a major problem and one which has largely governed the economic development of the region. That is why the huge volume of groundwater flowing in the jointed, bedded Mesozoic limestones which form the basement of the region is of such great interest.

Since 1950, thousands of wells have been drilled by industry, by home-builders and especially by various public-sector agencies (mainly the Apulia and Lucania Irrigation Authority, and the Apulian Water Board) to tap these waters. Yet even today there is no complete inventory of these boreholes and there is no exact figure regarding the total annual withdrawals. In some areas (especially Brindisi Province) where major industrial and agricultural development has taken place in recent years, there are already marked signs of groundwater depletion and local increases in salinity as a result of seawater intrusion. Another aspect which must also be mentioned is the general pollution of groundwaters that is occurring as a result of the infiltration of wastewaters, sewage and residues of various kinds that are carried into the zone of saturation by waters of meteoric origin; however, this aspect does not come within the terms of reference of this dissertation.

Prior to the start of the research programme dealt with here, there was very little scientific knowledge of the seawater-groundwater relationship in Apulia, though some initial investigations, on which the author had collaborated, had been made by the Irrigation Authority and the Water Board, with finance from the Ministry of Agriculture and the Southern Italy Development Fund. However, the knowledge acquired on the influence of seawaters on groundwaters was somewhat sketchy owing to the limited funds available for pure scientific research and the need to bring new boreholes into production without delay. The general situation had been made abundantly clear in various papers published by the author prior to the start of the Project dealt with here⁽¹⁾. Quite evidently more thorough investigation of the deep aquifers of Apulia was needed to clarify groundwater recharge and discharge mechanisms, for without a proper scientific understanding of these and other relevant matters a correct policy for groundwater management could not be framed.

Thus it was that in February 1965, the National Research Council's Consultative Commission for Water Supply with Special Regard to Desalting Processes invited the author to draw up an initial programme of studies and investigations to be performed in Apulia. Taking as its starting point the investigations that had already been performed, this programme was designed to provide concrete information on the hydrogeological characteristics of the region. However, it was not confined solely to such matters as groundwater flow and development, it also covered application of the most advanced techniques for studying all the relevant phenomena.

In July 1965 the National Research Council (CNR) appointed a Work Group⁽²⁾ for the "Apulian Groundwater Project". The task of the Group was to prepare an Action Plan of investigations and studies, complete with cost estimate, on the basis of some of the author's proposals, taking account of the recommendations of the Steering Committee.

The prime purpose of the Project was to lay the basis for the rational use and conservation

(1) COTECCHIA V.: «Influenza dell'acqua marina sulle falde acquifere in zone costiere, con particolare riferimento alle ricerche di acqua sotterranea in Puglia». *Geotecnica*, 3, (1955).

COTECCHIA V.: «Gli aspetti idrogeologici del Tavoliere delle Puglie». *L'Acqua*, XXXIV, (11-12), (1956).

COTECCHIA V.: «La stratificazione alina nelle falde con superfici di fondo rappresentate dall'acqua marina e precisazioni sul comportamento idraulico dei pozzi relativi a siffatte falde» (in collaboration with E. Orabona). *Ingegneria Sanitaria*, I, (1959).

COTECCHIA V.: «Geohydrological aspects of the Cretaceous limestone aquifer in Apulia and their bearing on the practical avoidance of sea water contamination in extraction from wells and springs». *Quaderni di Geofisica Applicata*, 24, (1963).

COTECCHIA V.: «Natural tracing by seasonal variation of O¹⁸/O¹⁶ ratio in a ground water research» (in collaboration with E. Tongiorgi). *Symposium on the Application of Radioisotopes in Hydrology*, Tokyo, (March 1963).

COTECCHIA V.: «Sullo stato delle conoscenze del fenomeno dell'influenza marina sulle falde acquifere». *Atti del Convegno sul problema delle acque in Italia, parte I: Le acque sotterranee, F.A.S.T.*, Milano, (1965).

COTECCHIA V., MAGRI G.: «Idrogeologia del Gargano». *Geol. Appl. e Idrogeol.*, vol. I, Bari, (1966).

(2) The Work Group was composed of: Prof. Dr. Giambattista DAL PIAZ, President; Prof. Ing. Vincenzo COTECCHIA, Dr. Ing. Roberto DENTICE D'ACCADIA and Dr. Ing. Renato LONOCE, Members.

of water resources in the central part of the Salento Peninsula, the need to limit the area of investigation being dictated by the vast size of the region as a whole. The Project specifically provided for the study of:

- The hydrological behaviour of the "deep aquifer" in the central part of the Salento Peninsula
- The influence of seawater on groundwater, to ascertain the trend of the saline stratification and the behaviour of the interface
- The outflow of groundwaters near the coast, with in-depth studies of the Chidro and Idume Springs.

This last item was included in the Project because of the considerable seaward losses of groundwater in Apulia via the numerous coastal springs, some of which have very high discharges (Chidro over 2500 l/sec; Idume about 1200 l/sec) and the delicate nature of the hydrogeological and technical problems involved in tapping these springs.

One very important objective of the Project was to investigate and develop advanced methodologies and equipment for hydrological investigations in fissured media, with special regard to groundwater-seawater relationships. Because of their originality and importance, these investigations were accepted by UNESCO as the Italian contribution to the International Hydrological Decade.

The CNR Institute of Water Research was set up in 1968 and all investigations on Apulian groundwaters were slotted into the Institute's ordinary programmes. This was a great help, ensuring their successful execution and the attainment of the original forecasts and objectives.

The Institute of Engineering Geology and Geotechnique of the Engineering Faculty, Bari University, was commissioned to perform the investigations, during the course of which the Institute enjoyed the unflagging cooperation of the Ministry of Public Works' Hydrographic Service (Autonomous Section for Apulia) and of the Apulia and Lucania Irrigation and Land Reclamation Authority. The CNR drew up direct, separate agreements with these three bodies.

The Institute was entrusted with the overall planning of the investigations, the processing of data and the drawing of conclusions therefrom. A Technical Coordination Committee^(*) was set up to control the performance of the investigations from the scientific aspect and to ensure that sight was not lost of the ultimate objectives. The Committee met fifteen times during the course of the Project to examine and discuss the results that had been acquired and submitted in Progress Reports, and to lay down future guidelines.

To supplement its own permanent staff, the Institute engaged other personnel, through the University, to work full-time on the Project.

In addition, use was made of the services of the National Nuclear Energy Commission's Laboratory for the Application of Radioisotopes to Hydrogeology (Bari) of which the author is the Director, and of experts in mathematics, physics and chemistry^(†).

The Project started in September 1966 and ran to December 1972. The results, as set forth in this volume, were first presented at a round-table conference held in Bari in March 1975, attended by members of the Technical Coordination Committee, the Director of Public Works for Apulia (Dott. Ing. Arcangelo d'Alessandro) and prominent personalities on the regional scientific and technological scene.

This volume details all the results (geological, hydrological, chemical, etc) of the work completed during the Project and of some aspects that are still under investigation because studies thereon started only towards the end of the financed programme, e.g. measurement of interface fluctuations in some deep boreholes which penetrate into the seawaters below the fresh

(*) Members of the Technical Coordination Committee were: Prof. Ing. Roberto PASSINO, Prof. Ing. Vincenzo COTECCHIA, Ing. Leopoldo ZORZI, Ing. Renato LONOCE and Ing. Fiorenzo COTECCHIA (later replaced by Prof. Ing. Marcello BENEDETTI). Subsequently Prof. Lamberto CANALI, sometime member of the Consultative Commission for the « Water Supply Research Programme », joined the Committee, and Ing. Pietro ZANFRAMUNDO replaced Ing. Renato LONOCE. Prof. V. COTECCHIA was responsible for scientific control of research.

(†) The complete list of research workers who took part in the Project is as follows:

— Institute of Engineering Geology and Geotechnique, Bari:

Dr. Ing. Tiziano TADOLINI
 Dr. Geol. G. Sergio TAZIOLI
 Dr. Ing. Salvatore TROISI
 Dr. Geol. Luigi TULIPANO
 Per. Min. Pietro CIET
 Per. Min. Marcellino DAURÙ
 Geom. Mario DRAGONE
 Geom. Cataldo MICCOLI
 Per. Min. Marcello ORSOLINI
 Per. Chim. Donato SCIANNAMBLO
 Per. Chim. Paolo TITTOZZI

— CNEN Laboratory for the Application of Radioisotopes to Hydrogeology, Bari:

Prof. Dr. Giorgio MAGRI
 Dr. Amalia SPADA
 Per. Min. Ferdinando CARLIN
 Per. Min. Giuseppe DAI PRA
 Per. Min. Enzo PIRASTRU

groundwaters, and some of the isotope measurements. The late start was due not so much to technical or organizational difficulties as to the need to respect the logical progression of the investigations, interpreting and applying the results as they became available.

Several very important measuring stations, built with CNR funds, are now in operation and are furnishing data that will eventually be invaluable for appraising long-term groundwater equilibrium in relation to current withdrawals.

The Institute is at present engaged on another research project concerning "groundwater movement in the carbonate massifs of the Murge". This will add greatly to the store of knowledge acquired during the Project reported here, especially as regards the genesis and evolution of karst phenomena which, in turn, will have an immediate practical impact on the matters under discussion⁽⁵⁾.

The advanced methodologies and techniques used during the Project enabled results to be obtained that could certainly not have been achieved by traditional methods. As is indicated in the text, by means of original, purpose-built equipment, considerable technical difficulties were overcome. It was thus possible to take undisturbed water samples and to make very important hydrological measurements of such parameters as the velocity of groundwater flow, aquifer porosity, natural radioactivity, temperature, salinity and isotope content, at depths of up to 700 m. The equipment has now been developed to a stage where it is relatively simple to use, and the Institute's field teams are able to perform hydrological measurements at depths of up to 1500 m, with even more refined equipment built during the Project.

Of prime importance are the isotope studies of groundwaters and seawaters. These provide information that could not otherwise be gathered, such as the length of time water has been in an aquifer, its origins, the regulatory capacity of the available reserves, the complex phenomena of the intrusion of the land-mass by seawaters and the time when this occurred. These matters were widely and profitably discussed in a paper submitted to the Fourth Symposium on Isotope Techniques in Groundwater Hydrology, held at the IAEA in Vienna in 1974.

The importance of the studies performed during the course of the Project extends far beyond the immediate bounds of Apulian groundwaters - the direct object of the investigations - and the findings have much broader application. The knowledge acquired has been of very considerable assistance to the Southern Italy Development Fund's Special Project 14 - part of which is concerned specifically with the groundwater resources of Apulia and Lucania - the results obtained through the CNR investigations having been made available to the Fund in the form of numerous scientific papers issued during the course of the work⁽⁶⁾.

⁽⁵⁾ In this connection, the scientific contributions given by Drs. Geol. Damiano GRASSI and Fulvio ZEZZA are to be reminded; they will be more widely treated elsewhere.

⁽⁶⁾ Papers published after the start of the Research Project:

CARLIN F., DAI PRA G., MAGRI G.: « Segnalazione di polle inghiottitoi marini lungo la costa ionica della Penisola Salentina ». *Quaderni de "La Ricerca Scientifica"*, 49, Istituto di Ricerca sulle Acque, rapporto n. 1, 1968.

CARLIN F., MAGRI G., MONGELLI F.: « Temperature delle acque sotterranee della Penisola Salentina ». *Geol. Appl. e Idrogeol.*, vol. VIII, parte II, Bari, (1973).

CARLIN F., TADOLINI T.: « Soluzione tecnica adottata per l'asistemazione di un pozzo perforato per studi idrogeologici ». *Geol. Appl. e Idrogeol.*, vol. IV, Bari, (1969).

COTECCHIA V.: « Planning of the hydrogeological researches on the brackish underground water of Puglia (Southern Italy) ». *International Conference "Water for Peace"*, Washington, (1967).

COTECCHIA V.: « Metodologie e primi risultati delle ricerche sulle acque sotterranee della Puglia ». *Quaderni de "La Ricerca Scientifica"*, 58, (1969).

COTECCHIA V.: « Metodologie di studio in acquiferi carbonatici fessurati, con particolare riferimento a quelli pugliesi (Italia) ». *Quaderni dell'Istituto di Ricerca sulle acque*, 29, (1975).

COTECCHIA V., DAI PRA G., MAGRI G.: « Oscillazioni tirreniane e oloceniche del livello mare nel golfo di Taranto, corredate da datazioni col metodo del radiocarbonio ». *Geol. Appl. e Idrogeol.*, vol. IV, Bari, (1969).

COTECCHIA V., DAI PRA G., MAGRI G.: « Sul tirreniano della costa ionica salentina (Puglia). Datazione di un campione di coralli col metodo del Th^{230}/U^{234} ». *Geol. Appl. e Idrogeol.*, vol. VI, Bari, (1971).

COTECCHIA V., MAGRI G., TAZIOLI G. S.: « Isotopic measurements in researches on sea water ingression in carbonate aquifer of Salentine Peninsula Southern (Italy) ». *Symposium on Isotope Techniques in Groundwater Hydrology*, (Vienna 11-15 March 1974).

COTECCHIA V., TADOLINI T., TAZIOLI G. S., TULIPANO L.: « Studio idrogeologico della zona della sorgente Chidro (Taranto) ». *2° Convegno Internazionale sulle Acque Sotterranee*, (Palermo 1973).

COTECCHIA V., TADOLINI T., TITTOZZI P.: « Influenza del chimismo delle piogge sulle acque sotterranee della Puglia ». *Geol. Appl. e Idrogeol.*, vol. VI, Bari, (1971).

COTECCHIA V., TADOLINI T., TITTOZZI P.: « Precipitazioni secche in Puglia e loro influenza sul chimismo delle acque alimentanti la falda sotterranea ». *Geol. Appl. e Idrogeol.*, vol. VII, parte II, Bari, (1973).

COTECCHIA V., TADOLINI T., TULIPANO L.: « The results of researches carried out on diffusion zone between fresh water and sea water intruding the land mass of Salentine Peninsula (Southern Italy) ». *International Symposium on Hydrology of Volcanic Rocks. Lanzarote - Canary Islands - Spain*, (4-8 March 1974).

GRASSI D., MICHELETTI A.: « Sul progressivo abbassamento della superficie della falda carsica e sulle interferenze idrogeologiche tra pozzi osservati nell'hinterland di Bari ». *Geol. Appl. e Idrogeol.*, vol. VII, Bari, (1972).

GUERRICCHIO A., ZEZZA F.: « Stratigrafia ed analisi statistico strutturale delle formazioni affioranti nel vallone del Ciolo sul canale d'Otranto ». *Geol. Appl. e Idrogeol.*, vol. VII, Bari, (1972).

MAGRI G., PIRASTRU E.: « La misura diretta del contenuto di cloro nelle acque sotterranee mediante determinazione della cattura di neutroni termici ». *Quaderni de "La Ricerca Scientifica"*, 49, (1968).

MAGRI G., TADOLINI T.: « Influenza della pressione atmosferica sui livelli della "falda profonda" della Penisola Salentina ». *Quaderni de "La Ricerca Scientifica"*, 58, (1969).

MAGRI G., TAZIOLI G. S.: « Radon in groundwater of dolomitic and calcareous aquifer of Apulia (Southern Italy) ». *Symposium on the Use of Isotopes in Hydrology*, (Vienna 1970).

For the reasons already mentioned, though the content of this volume is definitive in itself, some questions still remain open.

It will be noted that some parts of the text deal at length with the scientific techniques used, when it has been considered advisable to provide a better insight into the methodologies involved.

Certain detailed geological studies have been made for the purposes of the Project, often necessarily covering very restricted areas. Considerable time was also devoted to the matter of shoreline variations in the recent Quaternary, for reasons which clearly emerge in the text. However, it has not been deemed necessary to enter into particulars on these matters, so only a summary is given; the reader is invited to consult the original papers for more detailed information.

With the completion of the investigations at present under way, it will soon be possible to provide an exhaustive hydrogeological synthesis of the entire situation, including that in the Murge. There will then be a more complete picture of the Apulian region as a whole, which will be very useful for ensuring that optimal use is made of the groundwater resources of the carbonate rocks of the region.

VINCENZO COTECCHIA
Institute of Engineering Geology and Geotechnique - Faculty of Engineering
University of Bari

MAGRI G., TROISI S.: « Sulla influenza delle fluttuazioni di specchi d'acqua sui livelli delle falde costiere. Applicazioni allo studio della circolazione idrica sotterranea nella Penisola Salentina ». *Geol. Appl. e Idrogeol.*, vol. IV, Bari, (1969).

TADOLINI T., TAZIOLI G. S., TULIPANO L.: « Idrogeologia della zona delle sorgenti Idume (Lecce) ». *Geol. Appl. e Idrogeol.*, vol. VI, Bari, (1971).

TADOLINI T., TULIPANO L.: « Primi risultati delle ricerche sulla zona di diffusione della "falda profonda" della Penisola Salentina (Puglia) ». *Atti Conv. Inter. Sulle Acque Sotterranee*, Palermo (6-8 December 1970).

TADOLINI T., ZANFRAMUNDO P.: « Studio sulle oscillazioni della superficie della falda profonda della Penisola Salentina ». *Geol. Appl. e Idrogeol.*, vol. V, Bari, (1974).

TAZIOLI G. S.: « Metodologie e tecniche radioisotopiche in idrogeologia ». *Geol. Appl. e Idrogeol.*, vol. VIII, parte II, Bari, (1973).

PART I

GEOLOGIC AND HIDROGEOLOGIC SETTING

1. Main geologic and palaeogeographic aspects

1.1. Introduction

The hydrogeologic behaviour of the Mesozoic carbonate rocks of Apulia differs considerably from area to area. Even leaving aside the Gargano Headland, the geometric and hydrogeologic characteristics of the aquifer of the Apulian carbonate platform (Murge and Salento) can vary substantially, as can the groundwater flow pattern, although the fresh waters floating on the seawaters which intrude the land-mass form part of a continuous system. This is one of the most salient facts to have emerged from the studies and investigations which have been proceeding for several years now on the fractured, karst aquifers of Apulia and on the way subsurface flows occur therein.

To obtain a better understanding of certain aspects of groundwater movement, hydrologic behaviour of the deep aquifer and hydrochemical and physical properties of the groundwaters, the investigations — which involved the application of advanced methodologies — were concentrated on the main aspects relating to the present groundwater system, namely the spatial relationships of the various lithofacies, fracturing, karst phenomena and palaeogeography. Studies of karst phenomena and of old shorelines were also performed to ascertain the main palaeohydrogeological features, since the subterranean karst channels follow old preferential subsurface drainage ways, which developed along tectonic fractures; thus they also indicate which of the numerous fracture systems present in the rock-mass may still play a leading hydrogeological role. Some facets of the investigations, which included the application of statistical techniques, are still under study within the framework of a project concerned with groundwater movement in the Murge carbonates.

A brief outline is given below of the geology of Apulia as a whole. This is followed by a description of the geology, palaeohydrogeology, palaeogeography, tectonic fracturing and the karstification of the Salento Peninsula, with a few remarks on the adjoining Murge area. Then groundwater movement in the rocks of the Apulian carbonate platform is discussed.

1.2. Outline of the geology of Apulia

In Apulia a Jurassic-Cretaceous limestone-dolomite series forms the framework of the mountains (Gargano) and hills (Murge and Serre of Salento), while a Tertiary and Quaternary series of skeletal-detrital organogenic limestones occupies the lower-lying areas and partly covers the older carbonates (Fig. 1).

The Mesozoic rocks were laid down in a reef environment in the Gargano area and in a platform environment in the Murge and Salento areas. The distribution of the facies in the Gargano shows that there was a typical reef environment in the Middle Jurassic, while in the Upper Jurassic a fore-reef environment developed in the western Gargano and a back-reef environment in the eastern part. The two environments continued to be separate in the Lower Cretaceous.

In the Murge and Salento areas, during the same period, carbonate sedimentation was occurring on a platform which was sometimes above sea level and sometimes below. This included a number of small lagoons and was subject to general subsidence [4]. Episodic sedimentation, with stratigraphic breaks, took place after the emergence of the Mesozoic deposits at the end of the Cretaceous, as evidenced by the Palaeogene rocks outcropping on the eastern coast of the Gargano Headland and the Miocene and Plio-Pleistocene transgressive-regressive cycles.

In the Miocene there was a neritic-littoral environment, lagoonal in places, around the emergent areas of the Gargano, the Murge and the Salento, where organogenic calcarenites were deposited, the typical facies of which is Lecce Stone (« pietra leccese »).

After the uplifts in the late Miocene and the advent of the Pliocene transgression, Apulia started to acquire its present configuration, especially in the Pleistocene, when the extensive sedimentation basins between the Gargano, the Murge and the Apennines (Tavoliere), and between the Murge and the Salento Peninsula were filled with clastic deposits.

1.3. Geologic, geomorphologic and structural setting of the Salento Peninsula

The oldest sediments outcropping in the Salento Peninsula belong to the limestone-dolomite series which forms the hills, known locally as the « serre » (Fig. 2). Two formations have been distinguished in this series: the Galatina Dolomites and the Melissano Limestones.

The Galatina Dolomites are platform carbonate deposits consisting mainly of dolomites and dolomitic limestones, often vuggy and subsaccharoidal, with interbedded micritic and bioclastic limestones, sometimes, brecciated. The faunal association dates the formation as Cenomanian-Lower Turonian. According to AGIP's Ugento Stratigraphic Borehole, this continues to the Lower Cretaceous-Upper Jurassic (Malm).

The Melissano Limestones are stratigraphically higher than the Galatina Dolomites. They are generally composed of bioclastic limestones with interbedded dolomitic limestones and, more rarely, dolomites. The transition from the underlying formation is gradual. The sedimentation environment was a marine platform. Age is between Cenomanian and Senonian.

Along the coastal strip between Otranto and Leuca, the Melissano Limestones are on-lapped by Tertiary deposits, the Castro Limestones. These are mainly calcarenitic with reef episodes (bioherm limestones) formed in quite shallow waters.

On the Adriatic side of the Peninsula fairly extensive remnants of Miocene calcarenites, known as Lecce Stone and Andrano Calcarenites, are found over the foregoing formations. Lecce Stone is a yellowish biocalcarenite (sometimes greenish owing to the presence of glauconite); it is generally massive, though there are some signs of bedding in the upper levels. The Andrano Calcarenites consist of calcarenites alternating with limestones and marls.

Like at the transition between the Melissano Limestones and the Castro Limestones, there is a stratigraphic gap between the latter and the Miocene calcarenites, marked by a phosphatic level (Fig. 3).

The microfaunal associations of the Castro Limestones are characteristic of the Palaeogene (Fig. 4), while those of the Andrano Calcarenites are typical of the Middle-Upper Miocene (Serravallian-Messinian) (Fig. 5).

The detrital organogenic series, including the Pliocene-Quaternary deposits, contains the following formations:

a) *Uggiano Sands*: These consist of an association of lithofacies in which calcareous sands, mainly calcarenites and bioclastic limestones predominate. The formation outcrops mainly along the Salento coastal strip between Uggiano La Chiesa and Melendugno. The microfaunal association dates this as Lower Pliocene.

b) *Salento Calcarenites*: These consist of calcarenites, coarse calcareous sands and panchina limestones. They outcrop extensively throughout the Salento area, especially in the low-lying lands between the « serre ». These deposits, ranging in age from Pliocene to Quaternary, were laid down in a neritic-littoral environment, sometimes with sublagoonal episodes. Contacts with the underlying Mesozoic sediments (Fig. 6) and the Tertiaries are frequently of the on-lap type throughout the Salento Peninsula.

c) *Gallipoli Formation*: This consists of silty-clayey sands which grade downwards to clayey marls with arenaceous and calcarenitic intercalations. The microfaunal association dates this formation as Calabrian. It is found locally interbedded in the Salento Calcarenites (Gallipoli) and covers the Galatina Dolomites, the Lecce Stone and the Uggiano Sands.

As indicated earlier, Cretaceous formations outcrop on the hills of the peninsula. The Galatina Dolomites occur in the north-western sector, while the Melissano Limestones predominate in the south-west. These two units can be tied in with the Upper Cretaceous formations of the Murge, where there are also dolomitic limestones classed as Lower Cretaceous and, locally, as Basal Cretaceous-Upper Jurassic [1].

In the Salento Peninsula the Upper Cretaceous formations can be up to 2200 m thick, as indicated by the Ugento Stratigraphic Borehole, which reached a depth of 4535 m.

In the Peninsula, the morphological lineaments generally reflect the structural situation, the hills (« serre ») coinciding with the structural « highs » and the plains with the « lows ». The main tectonic trends run NNW-SSE and NW-SE. They are represented by horst-and-graben structures and by folds. The former are attributable to faulting which displaced blocks of the limestone-dolomite series and arranged them in a succession of structural highs and lows that follow the Apennine trend. Though the faults are particularly evident at the Mesozoic and Palaeogene outcrops, they are often buried under more recent Neogene and Quaternary deposits, where these on-lap the limestone-dolomite basement. Fracturing is particularly pronounced in the older formations (Fig. 7) which have been subject to a succession of tectonic events.

The strike of the anticlinal and synclinal folds runs parallel to the tectonic trends. The folds are present in the Mesozoic and more recent formations. They are usually asymmetrical and fairly gentle, with dips of generally less than 10-15°.

With the normal faults which originated a block structure, and folds which gave rise to lines of hills, the Salento Peninsula provides a good example of harmony between structure and morphological lineaments, as noted above. This is particularly evidenced by the three lines of hills that converge on the Cape of Santa Maria di Leuca and by the mainly endoreic basins

between them. However, as explained ahead, the Quaternary sea-level fluctuations also helped to mould the landform of parts of the Peninsula, as shown by the terraces along the Adriatic and Ionian coasts.

1.4. Palaeogeographic setting of the Salento Peninsula

The stratigraphic relationships between the outcropping geological formations and the geomorphological lineaments show that the Salento Peninsula has been subject to alternating phases of complete emergence and partial submergence. The whole of the Peninsula was emergent during parts of the Eocene and Oligocene, while for the remainder of the time the only dry land consisted of a number of NNW-SSE trending strips, separated by more or less intercommunicating arms of the sea.

The changes in sea level continued right through the Quaternary, when glacio-eustatic and isostatic movements all played a role in modifying the relationships between sea and dry land (Fig. 8). Generally speaking there was a gradual retreat of the sea. This regressive phase culminated in a maximum fall in sea level of 100 m towards the end of the Tyrrhenian, but with the advent of the Holocene and the Flandrian transgression, the level rose again [2].

The old Tyrrhenian shorelines, which below the 30-35 m contour run parallel to the present shoreline, attest to the fact that conditions in Apulia have been generally stable since late Tyrrhenian times. The succession of old shorelines can now be seen as wave-cut platforms and wave-built terraces, which occur along the coastal strip, being separated from one another by distinct scarps or by lines of fossil dunes.

Application of absolute dating techniques has clarified the palaeogeography of the Salento Peninsula, starting from Tyrrhenian times. In particular, the line running 10 to 15 m above present mean sea level points to the occurrence of a marine invasion phase something over 40,000 years ago. The shoreline is marked by a scarp caused by marine erosion or by a pre-existing fault face or by fossil dunes which were built when the transgression was at its height. A subsequent regression seems to have taken the sea-level to 50 m below what it now is. Then a new advance took the sea to an elevation of 3-4 m. A maximum retreat occurred about 26,000 years ago, as far as can be ascertained from the absolute dating of the strombus fossils present in the sediments laid down in the sea when the shoreline was at 3-4 m. Further regression from that line, around 13-14,000 years ago probably took the sea to a level of about 100 m below the present mean (Fig. 8). This involved the formation of off-lap coastal deposits such as calcarenites with *Helix* (fossil dunes) or red earths.

Absolute dating indicates that there was a subsequent positive movement of sea level some 7-8,000 years ago. This is evidenced by Holocene fossil dunes which overlie the red earth (Flandrian transgression). Phases involving low sea levels or of partial, minor submergence of dry land have occurred in the last few millennia.

To summarize the history of the relative movements of land and sea, it may be said that the maximum transgressions have gradually decreased since early Tyrrhenian times, as borne out by the fact that differential uplifts occurred prior to late Tyrrhenian times, but as indicated earlier, there were no differential movements of the land-mass after the late Tyrrhenian.

References

- [1] COTECCHIA V., ZEZZA F.: « Sulla presenza del Giurese superiore nelle Murge settentrionali di Andria. Considerazioni geologiche e paleoambientali ». *Geol. Appl. e Idrogeol.*, vol. VII, Bari, (1972).
- [2] MAGRI G., ZEZZA F.: « I depositi dunari della costa adriatica tra Monopoli (Bari) e Torre S. Sabina (Brindisi) in rapporto alle oscillazioni del livello marino ». *Geol. Appl. e Idrogeol.*, vol. V, Bari, (1970).
- [3] ZEZZA F.: « Significato geologico e caratteristiche sedimentologiche delle dune e dei depositi di spiaggia fossili fra Bari e Monopoli ». *Geol. Appl. e Idrogeol.*, vol. VI, Bari, (1971).
- [4] ZEZZA F.: « Su talune facies di ambiente cotidale-lagunare della piattaforma carbonatica murgiana ». *Suppl. Boll. Soc. Geol. Ital.*, vol. 92, (1973).

2. Hydrogeologic conditions

2.1. Permeability, fracturing and karstification of Apulian platform rocks and outline of Salento Peninsula palaeohydrogeology

The permeability of the rocks of the Apulian carbonate platform as a whole varies markedly from place to place. Permeability is usually high everywhere in the Salento Peninsula, though not always uniform, while in the nearby Murge, on the whole it is relatively lower and very discontinuous both horizontally and vertically. The high permeability encountered in the Peninsula is attributable to the fact that fracturing of the Mesozoic rocks is very pronounced virtually everywhere, as a result of their tectonic history. Though horizontal and vertical variations may produce special local hydrological situations or variations in the values of some parameters (differences of hydraulic head down a given borehole, different flow velocities in various levels, etc.), they are not such as to substantially modify the general hydrogeological environment.

What does vary quite considerably from place to place is the spatial orientation of the joints, as clearly shown by statistical analysis of their occurrence. In increasing order of frequency and importance, the fracture systems recognized are: N 30° W, N 60°-80° E, N 30°-50° E, E-W, N 10° W and N 70° W. Nearly all the fractures are very open, vertical or very steeply dipping, and often completely or partly filled with terra rossa or calcspar.

The situation in the neighbouring Murge is substantially different [2, 3, 4]. Statistical analysis of cores recovered during the drilling of numerous water boreholes up to 750 m deep, shows that, taken as a whole, fracturing of the Mesozoic rocks of the Murge is relatively poor and often discontinuous, especially at the depth at which the waters of the deep aquifer are normally encountered in the neighbouring Salento, where, in places, fracturing may continue for several hundred metres below the present sea level. Fractures in the Murge are often barely open or are sealed by calcspar or terra rossa; they belong to four main systems striking N 30°-50° W, N 30°-60° E, E-W and N-S.

Investigations concerned with karst phenomena here [3, 4] have so far revealed marked anisotropy in the areal and vertical distribution of surface and subterranean karst forms, as well as in the spatial orientation and method of development of the horizontal and subhorizontal karst channels. There is a close relationship between tectonic features and karst cavities. The initiation and development of karst phenomena depend essentially on the type of rock, the amount of fracturing, the presence of lithotypes that are unaffected or little affected by karstification, the quantity of terra rossa produced by the karst process itself, and on variations that occur in the elevation of the base level of karst erosion over the years owing to relative movements between land and sea. The anisotropic nature of karst manifestations is readily apparent from Figs. 9, 10 and 11, which refer to the Salento Peninsula [4] and the Murge [3]. These show that the preferential trends of the horizontal and subhorizontal karst channels coincide with those of the more significant regional and local tectonic systems. The fact that some of these vary from one area to another is also attributable to local preferential subterranean drainage trends.

It is interesting to note that in the Cretaceous, Eocene and Oligocene lithofacies of the Salento Peninsula, the preferential orientation of most karst caves follows the Apennine structural trend (N 30° W), as is very clear from the diagrams in Fig. 10 [4]. Not only are joints striking in this direction the most frequent, they are also usually open. Thus, together with the bedding planes of the rock they provide preferential flowpaths for infiltration and also for underground drainage proper. Only the karst caves in the Miocene rocks have another preferential orientation (N 10° E), as is apparent from the Fig. 10 diagram. This is explained by the fact that in the older lithotypes especially, the karst channels developed not only along the joints but also along the bedding planes (Fig. 12).

Another important point is that karst systems at different stages of development, and thus endowed with diverse drainage capacities, occur above and below present mean sea level. This fact explains some of the more or less unexpected spatial variations in permeability, the changes in hydrologic parameters and the differences in the storage capacity of the aquifer; it also accounts for the coexistence of diffuse and concentrated drainage in the same aquifer.

One of the main factors that has governed the vertical distribution of the karst system and the evolution of each individual karst horizon has been the repeated variation in the base level of karst activity (which is the same as that of groundwater movement) as a result of relative movements between land and sea since Cretaceous times. These movements upset the karst drainage system, because on several occasions they caused upward and downward variations in the groundwaters and were also responsible for the blockage of some karst cavities by terra rossa and the removal of this material from others. As the movements occurred differentially, even

within the Salento Peninsula environment, the ensuing effects on the drainage network vary from area to area [3].

The movements have resulted in some levels of the Mesozoic being quite strongly karstified, while others show hardly any signs of the phenomena. Such levels often lie in well-defined rock horizons or intervals, which, at times, can be correlated with each other and can sometimes be tied in with old shorelines. Though the study of these correlations is not yet complete, it would appear that the Flandrian transgression, which is still under way, is the main factor responsible for the present configuration and the hydrogeological characteristics of the aquifer. So far, this transgression has caused a rise of about 100 m in the mean sea level. This has again forced groundwater flow upwards, thus affecting an aquifer which, in the Murge, is confined at the top by a practically impervious rock horizon (owing to the discontinuous nature of the fissures and the poor development of karst), while in the Salento Peninsula the volume of the aquifer has been reduced to less than half what it was 14,000 years ago. This point is dealt with in more detail further ahead.

2.2. Permeability of the Miocene and Quaternary formations

The hydrogeologic properties of all the Miocene and Quaternary formations are very variable, especially where the former are concerned, owing to lateral and vertical variations in lithofacies and differences in the state of tectonic fracturing and karst development.

Taken as a whole, the Miocene formations (Lecce Stone and Andrano Calcarenes) can be considered as impermeable or practically impermeable, so they do not generally act as an aquifer in the true sense of the word, and where they run to below sea level they force the deep groundwaters to flow under pressure in the Mesozoic rocks. They also form a basal aquiclude, as a result of which shallow aquifers are to be found in the Plio-Quaternary formations. This kind of hydrogeological behaviour has been recognized, for instance, in a large area lying north and north-west of Otranto.

Sometimes, however, the Miocene formations are permeable, mainly because of relatively more intense and less discontinuous tectonic fracturing. This permits some groundwater movement, sometimes in diffuse form and sometimes even in concentrated form, as witnessed by the occurrence of systems of karst channels which are by no means rare locally. There is a typical example in the Idume Spring area. Here the upper part of the local Miocene succession is very permeable owing to jointing, bedding and karst. As a result, it contains a large quantity of groundwaters which feed the springs. Mention should also be made of the 100 l/s Guardati Well which taps a Miocene aquifer.

As regards replenishment of the deep groundwaters in the Mesozoic limestones, with the Miocene formations as a whole behaving as practically permeable ground, they permit flow in what is essentially concentrated form where there are tectonic fractures (Fig. 13), fault planes and sinkholes.

The hydrogeological behaviour of the Pliocene Formations (Uggiano Sands and Salento Calcarenes) varies considerably from place to place. Indeed, both the type and degree of permeability may change abruptly even down a given borehole. Owing to the often-frequent presence of essentially sandy levels in the middle of the compact limestones and calcarenites, the formations in question have both primary and secondary permeability and form shallow aquifers. However, taken as a whole, they often behave as virtually impermeable ground, forming the aquiclude for the waters moving in the overlying Quaternary deposits. This kind of behaviour has been ascertained in the area to the north of Otranto.

The Quaternary formations are usually very permeable, either because of porosity or because of fissures and porosity. Indeed, it is sometimes possible to measure well yields of about 50 l/s, with a dynamic drawdown of only a few metres. The formations are impermeable in only a few places, for instance, where the rocks are poorly jointed and where the sands are very clayey. The net result is that the Quaternary often has one or more aquifers which are underlain by impermeable or virtually impermeable Tertiary beds, as occurs in the area which runs from Otranto almost as far as Lecce. In other cases the impermeable lower bed consists of blue-grey Calabrian clays, as in a vast district near Brindisi and in some isolated areas near Gallipoli, Cutrofiano, etc. The discontinuous but frequent presence of such clayey beds has a marked local effect on the spatial distribution of the recharge areas for the deep aquifer.

2.3. Groundwater movement in rocks of the Apulian carbonate platform

It is apparent from what has gone before that the aquifer in the rocks of the carbonate platform between the Ofanto river and the tip of the Salento Peninsula is decidedly variable. Hence the chemical and physical properties of the groundwaters and the method of flow are equally variable. The hydrogeological environment is complex and, in many ways, unique in the area running from

the Ofanto roughly to the line joining Taranto and Brindisi (i.e. in the Murge) [2]. Here the groundwaters are confined, and often occur at a considerable depth below sea level (even as deep as 300-500 m), hydraulic pressures frequently being of the order of 30-50 m, though there may be marked variations running downwards through the thickness of the aquifer. The piezometric gradient at which the groundwaters flow seawards is also high (2-8%). It is not unusual to find hydraulic pressures of 10-15 m water gauge, even at no more than 2.5-3 km from the shoreline [2]. As a result of differences in permeability down a given profile, the highest part of the groundwater reservoir sometimes has several superimposed water-bearing levels (Fig. 14). These are often not very thick and are separated by practically impervious rocks or horizons that are only permeable in places. In such cases big differences in hydraulic heads and groundwater mobility are commonly encountered. Seaward flow may thus occur either in essentially diffuse or essentially concentrated form owing to the presence of extensive subterranean karst systems. Except for a narrow coastal strip (4-6 km wide, on average) where the groundwaters are contaminated by intruding seawaters, the subsurface waters of the Murge have a particularly low salt content (often between 0.02 and 0.49 g/l). The geometry of the aquifer is very irregular and variable from point to point, because of the irregular trend of the upper confining bed which is impervious because of the small number of joints and bedding planes and the absence of karst (Fig. 15).

Starting from the Taranto-Brindisi line, the hydrogeological environment of the whole of the Salento Peninsula changes markedly and quite abruptly, becoming much more uniform and much less complex. Here the waters of the deep aquifer (so called to distinguish it from the smaller ones in the overlying Mio-Plio-Quaternary formations) generally flow in unconfined conditions a few metres above sea level (usually a maximum of 4 or 5 m in the innermost parts) with a very low piezometric gradient (0.1-2.5‰). The groundwaters are only under pressure where the Miocene and sometimes also the Plio-Pleistocene beds run to below sea level.

The groundwaters in this part of Apulia float on top of the seawaters which completely intrude the Peninsula. The mass of groundwater is lens-shaped, being thickest in the middle of the Peninsula and thinnest towards the Adriatic and Ionian coasts. The groundwater divide runs parallel to the length of the Peninsula being decidedly closer to the Adriatic Sea than the Ionian.

The aquifer is very permeable everywhere because of the great number of joints and bedding planes and the karst channels which are very well developed in places. This is quite apparent from the low hydraulic pressures and piezometric gradients and from the small and often negligible dynamic drawdown (a few metres at a maximum) recorded even at high pumping rates. The well developed system of jointing and karst channels permits concentrated drainage of the groundwaters to the sea, and also facilitates communication between the aquifer and the sea. This results in the groundwaters being more or less contaminated by the underlying saltwaters even in some of the innermost parts of the Peninsula, unlike what happens in the interior of the Murge.

Because the Mesozoic rocks near both coasts are frequently covered by virtually impervious or mainly impervious Miocene and Quaternary deposits, and because of the different degree of karstification which has occurred, the seaward discharge of groundwaters is often concentrated at certain well-defined points along the coast (Fig. 2).

The most significant seaward flows occur from springs at the following localities: in the Taranto area, where there is the 3500 l/s Tara Spring, the 600 l/s Galeso Spring and many «citri» (submarine springs in the Mar Piccolo some with discharges of several hundred litres per second); in the area lying between 5 and 40 km N and NW of Gallipoli, where the 2500 l/s Chidro Spring is but the most important of many resurgences; and in the area N of Lecce, where the most notable outflow is from the 1000 l/s Idume Spring.

Where the Cretaceous rocks are in outcrop up to the coast and the karst is atypical and not very evident, seaward drainage is essentially of the diffuse type. This is the case in the Porto Cesareo area.

On the whole, the seaward outflow of groundwater is greatest on the Ionian coast. This is partly ascribable to the fact that the groundwater divide lies nearer the Adriatic, so the lowering of groundwater levels is most marked towards the south-western part of the Peninsula.

The coastal springs which drain the groundwaters, are all brackish (some with as much as 10 g/l of salt), since they return to the sea large quantities of water of marine origin mixed with fresh groundwaters. This is attributable not so much to slow molecular diffusion and dispersion at the seawater-groundwater contact as to the mixing caused by hydraulic disturbances at the interface — discussed in detail later — and to the marine estavelles which are very much in evidence in the Porto Cesareo area where the limestones and dolomites are in outcrop right down to the sea.

Because of the degree of karstification of the Mesozoics in outcrop and the widespread occurrence of the Post-Cretaceous cover which, as noted, is either practically impermeable or only slightly permeable, on the whole, recharge takes place in diffuse form in some parts and in concentrated form in others. The latter kind of recharge usually occurs in Post-Cretaceous outcrop areas where there are structural discontinuities and sink-holes located at the bottom of erosion gullies. However, on the limestone and dolomite outcrops, which constitute the most significant areas of groundwater recharge, infiltration of rainwaters occurs mainly in diffuse form, owing to the relative lack of surface karst features. Locally, as in the area between Lecce and Otranto, the deep groundwaters are replenished from shallow groundwaters that are sometimes found in the Plio-Quaternary deposits (owing to particular tectonic fracturing conditions and the frequent presence of sandy horizons or lenses in the calcarenites). Drainage occurs via buried faults present in the impervious Miocene basement.

In the north and north-western parts of the Salento Peninsula the deep groundwaters receive copious recharge from subsurface flows coming from the nearby karst Murge Plateau, which rises immediately to the north-west of the Brindisi-Mesagne-Taranto line. This flow of groundwaters from the Murge is attracted by the combined outflow into the Adriatic and the Ionian, as evidenced by the trend of the water-table contours and thus by the direction of groundwater flow and also by the orientation of the subterranean karst passages which are usually horizontal. It is apparent from the diagram in Fig. 11, which refers to that part of the Murge adjoining the Salento Peninsula, that even in the past the trends of the karst drainage channels and hence of preferential subsurface flow, were towards the Salento Peninsula as well as towards the Adriatic.

References

- [1] COTECCHIA V., GRASSI D.: « Geological, hydrogeological and rock mechanics studies on Nardò site proposed for a European 300 GeV proton-synchrotron ». *Geol. Appl. e Idrogeol.*, vol. II, Bari, (1967).
- [2] GRASSI D.: « Fondamentali aspetti dell'idrogeologia carsica della Murgia (Puglia), con particolare riferimento al versante adriatico ». *Geol. Appl. e Idrogeol.*, vol. VIII, parte II, Bari (1973).
- [3] GRASSI D.: « Il carsismo della Murgia (Puglia) e sua influenza sull'idrogeologia della regione ». *Geol. Appl. e Idrogeol.*, vol. IV, Bari, (1974).
- [4] ZEZZA F.: « Le facies carbonatiche della Puglia e il fenomeno carsico ipogeo ». *Geol. Appl. e Idrogeol.*, vol. X, parte I Bari, (1975).

PART II

METHODOLOGIES AND TECHNIQUES

3. Traditional methodologies and techniques

Many traditional methods are still irreplaceable in hydrogeological investigations, even though science continues to make available new tools of undoubted utility.

Before going farther, it may be as well to provide a description of the techniques adopted to measure water-table and piezometric levels, water temperature and salinity, to determine the main constituents present in the waters, as well as to isolate lengths of borehole temporarily or permanently, in order to eliminate vertical currents.

3.1. Measurement and recording of water table and piezometric levels

Regular measurements were made of water-table and piezometric levels in perched and deep aquifers. As the hydraulic gradient of the deep groundwaters is very low, this operation has to be carried out with great care.

In the case of some investigations, automatic recording instruments were set up to measure changes in groundwater and tide levels. By reference to the records produced in this manner, it has been possible to observe regional fluctuations of the groundwater surface and, near the coast, to acquire very useful information on the extent to which seawaters and groundwaters are in communication (see Para 5.2.).

3.1.1. Equipment used

The equipment used to measure groundwater levels in dug or drilled wells consists of a probe connected to a twin cable, fed by a common 3 V cell (Fig. 16). Schematically the probe is formed of two metal terminals insulated from one another; a tester or a warning light indicates the «making» of the circuit when the two terminals touch the groundwater surface. The cable is marked in metres, so that levels can be read off immediately. When great depths are involved carrier cables are also used.

For automatic recording of groundwater levels, Series ID/509 equipment manufactured by SIAP of Bologna was adopted. This has vertical drums of various heights (60 cm, 40 cm and 25 cm) which are generally used with a recording scale of 1:1. Most of the instruments have 8-day clockwork mechanisms. Drum speed is 2 mm/h for weekly readings and 12 mm/h for hourly readings.

The wells on which these instruments were used were at least 120 mm in diameter and correct readings could only be obtained to depths of about 60 m.

3.2. Temperature measurement and recording

Temperature measurements and records prove to be extremely useful, since they permit the trend of thermal stratification of groundwaters to be plotted and they also enable temperature to be used as a natural tracer. Information acquired in this manner, interpreted in conjunction with other data, has helped to clarify certain hydrogeological problems. For instance, systematic temperature logging in appropriately selected wells forming part of a network to check the seasonal trend of isothermal surfaces in the deep groundwater reservoir or in shallow ones of particular importance, is of the very greatest utility.

Systematic temperature logging of spring waters has also proved its worth. In the case of submarine springs, particularly, it is possible to establish when estavelles are pushing out water and when they are drawing it in, by recording temperatures and comparing them with those of the surrounding seawater (Figs 82 and 84, see Para 7.1.).

3.2.1. Measuring techniques

Portable instruments of the JOPP type made by SIS of Milan were adopted for measuring water temperature. These are used with a probe having a nickel resistance (100 ohm/°C) housed in a special stainless steel tube and connected to the meter by three-core cable (Fig. 16).

The probes were built in the laboratories of the Bari Institute of Engineering Geology and Geotechnique, and are so designed that they can be used even at hydrostatic pressures in excess of 50 atmospheres.

The meter comes with a scale calibrated in °C, but to ensure accuracy it is necessary to recalibrate each probe against a high-precision standard mercury thermometer.

The probes are also used in recording equipment which utilizes an SD/3 multichannel recorder made by SIS of Milan.

3.3. Salinity measurements

Because of the rather special hydrogeological conditions in the area concerned, in-situ measurements of salinity down boreholes (salinity logging) and in dug wells tapping only the top part of the groundwaters proved very useful. Salinity logging provides information on the saline stratification of the groundwaters, as well as on the elevation and thickness of the zone of diffusion (transition to seawater) and the way these factors vary with time. Salinity measurements of the waters at the top of the aquifer, instead, enable of picture to be acquired of the distribution of the TDS concentration there, and the way this varies.

In-situ salinity measurements are also useful for recognizing the presence of submarine springs and the way marine estavelles act alternately as springs and as sink holes (see Para 7.1., Fig. 84).

3.3.1. Measuring techniques

Two methods have been used for in-situ salinity measurements, one based on resistivity and the other on the chloride ion content. The electrical conductivity or resistivity of water varies with total salt concentration and temperature, while in the case of Apulian groundwaters, the chloride ion content is directly proportional to the total salinity. Instruments incorporating Wheatstone or Kohlrausch bridges are used in the first case and neutron probes in the second.

A) Salinity by the resistivity method

The instruments used are based on the principle of the Kohlrausch bridge with electronic zeroing, namely, the SAT type Halosis conductivity meter by SIS of Milan and the TAMAN thermosalinometer by Israel Aircraft Industries Ltd.. Both are portable, battery-powered instruments, with 1-cm constant measuring cells contained in special custom-built housings to ensure a perfect seal even at great depths (Fig. 16).

The salinity of the waters sampled is ascertained by reference to calibration curves. Having obtained the resistivity of the unknown sample at ambient temperature, the resistivity at 25 °C is calculated by applying the formula $R_{25} = (R_t - R_c) \cdot (1 - \alpha \Delta t)$, when α = temperature factor (= 0.025) and R_c is the resistance of the electrode cable.

The calibration curve is obtained by plotting the resistivity (R_{25}) and salinity (g/l) values of each sample solution on a log scale and then extrapolating.

Temperature correction must be applied for all resistivity values measured in situ, so the temperature of the water must be recorded at each relevant point.

Multichannel self-recording conductivity meters which operate with the same measuring cells as above are used to check on the way the salt concentrations of surface and deep well waters vary with time. The recorded values are transformed into g/l total salinity using the reference curve procedure.

This method of salinity measurement has the advantage of being very practical and reasonably accurate, though it has some drawbacks, not the least of which is the polarization of the electrodes of the salinometer. This causes a «drift» in the measurements owing to an increase in apparent resistivity for the same salt concentration in the water. Thus, the electrodes must be replated with platinum every so often, and the calibration curves must be checked and, if necessary, replotted for each logging operation.

B) Salinity by the chlorine content method

The neutron probe method of measuring chlorine in water is based on this element's thermal-neutron capture properties. Fast neutrons emitted by the source incorporated in the probe are thermalized by the hydrogen atoms of the water whose chlorine content has to be determined.

The chloride ion content provides a very good indication of the extent to which coastal groundwaters are affected by seawater and, in the case of Apulia, the chlorine content is directly proportional to the salinity of the waters. Thus the neutron probe can be used both to provide a salinity log of the waters and also to monitor movements of the groundwater-seawater interface; it can even be used to locate submarine springs.

The measuring equipment used enables logging to be performed at depths of up to 200 m (see Para 4.6.).

3.4. Water analysis

For studying water chemistry, which provides many answers to numerous hydrogeological problems, use was made of the particular analytical method best suited to the type of investigation involved. Among other requirements, such methods had to be:

- Reasonably rapid to perform
- Suitable for field application
- Accurate.

Details are given below of the original methods adopted and also of those which, though perhaps known, are not generally used at present for groundwater analysis.

3.4.1. Calcium ion [6, 7, 11, 13]

The error involved in the determination of calcium by complexometric methods, in the presence of magnesium, using EDTA as titrant and calcone as indicator increases with the quantity of Mg. Therefore, it was decided to adopt the complexometric method which utilizes EGTA (ethylene glycol tetracetic acid) as titrant and GHA as indicator at pH 11.7.

— Interference

Calcium values slightly on the low side are obtained when the amount of magnesium present exceeds 0.7 g/l. In the case of magnesium contents such as those found in seawaters, a correction factor of + 0.23% has to be applied.

The Sr ion also interferes in the measurement, giving high calcium values. In the case of seawaters the correction factor to be applied is — 0.77%.

Other ions such as Pb^{++} , Cu^{++} and Zn^{++} may interfere, but their action can be neutralized by normal masking reagents.

— Reagents

EGTA: 0.0125 M solution (4.7544 g/l). Treat the EGTA with 38 ml of 1M NaOH and make up to 1 litre with distilled water

EGTA: 0.0625 M solution (23.7719 g/l). Treat the EGTA with 188 ml of 1M NaOH and make up to 1 litre with distilled water

GHA: 0.05% solution in normal propyl alcohol

Borate buffer: Dissolve 20 grams of borax ($Na_2B_4O_7 \cdot 10H_2O$) and 60 grams of NaOH in 1 litre of distilled water

Normal butyl alcohol: Carlo Erba «RP» grade.

All the reagents remain stable for at least one year.

— Procedure

Take 25 ml of water from sample and add 5 ml of GHA and 5 ml of borate buffer. Mix for 3 minutes (time required for all the calcium to react with the GHA), add 9 ml butyl alcohol so that the red CaGHA complex goes into the organic phase, then, still mixing, titrate slowly against 0.0125 M EGTA. At the end point the organic layer changes from red to colourless. In the case of seawater or other water high in magnesium, first add 0.0625 M EGTA to near the end point, then add GHA and the other reagents, and lastly titrate against 0.0125 M EGTA to turning point.

— *Reproducibility and minimum detectable concentration*

The reproducibility of the results obtained by this method is $\leq 0.5\%$, whatever the amount of magnesium present. The minimum detectable concentration with the experimental conditions adopted is 2.0 mg/l.

3.4.2. Magnesium ion [5, 6]

The EDTA complexometric method using Eriochrome Black T indicator was adopted for the determination of magnesium.

— *Interference*

Cations such as Fe^{+++} , Al^{+++} , Zn^{++} , Cu^{++} and Pb^{++} interfere with the determination, but their action can be eliminated by masking.

— *Reproducibility and minimum detectable concentration*

Reproducibility is $\leq 0.5\%$ hot and $\leq 1.0\%$ cold, while the minimum detectable concentration is 1.5 mg/l.

3.4.3. Sodium and potassium ions [4, 5, 9]

A propane-fed flame photometer was used for the determination of sodium and potassium (Evans Electroelenium Ltd. Mark II Model).

— *Interference*

The presence of other ions in the water does not interfere with the determination.

— *Reproducibility and minimum detectable concentration*

Under the experimental conditions adopted, the standard deviation in the case of the sodium ion is $\leq 1.5\%$, while with the potassium ion it is $\leq 3\%$. The minimum detectable concentrations are 0.5 and 0.3 mg/l for sodium and potassium, respectively.

3.4.4. Chloride ion

The following methods were used, depending on the quantity of chloride ions present in the water.

A) *Potentiometric method (for concentrations < 500 mg/l) [1, 2, 8, 10]*

The progress of the titration of the solution containing the ion to be determined is followed by means of a specific ion electrode of the membrane type. The membrane separates two electrolytic solutions, one having a known concentration of Ag^+ ions located within the electrode, the other, unknown, located outside it; there is a difference in potential between the two, characteristic of the activity of the ion under examination, governed by Nernst's Law.

It is possible to use this type of electrode in potentiometric titration, because there is a decided change in potential at the equivalence point, owing to the disappearance of the ion in question from the unknown electrolytic solution.

— *Apparatus, reagents and standard solutions*

Beckman Expandomatic SS-2 pH meter

Beckman « Specific Ion » electrode, for Cl^-

Beckman « Sleeve Type » reference electrode

Solution for measuring electrode: 0.01 M AgNO_3

Solution for reference electrode: 4.0 M KNO₃
Silver nitrate solution: 0.0282 M (4.7914 g/l)
Acetone: « RP » Carlo Erba
Standard Cl⁻ solutions: 5, 10, 20, 25, 50 & 100 mg/l.

— *Procedure*

The amplitude of the potential jump at the equivalence point is a function of the constant of the solubility product of AgCl (K_{AgCl}). By masking the effect of that solubility, it is possible to increase the potential jump considerably, thus emphasizing the end point of the reaction. This is achieved by using water-miscible organic solvents, especially acetone.

Add 90% V/V acetone to 20 ml of sample (30 ml if concentrations are very low). Then, with the potentiometer set in the operative potential range, titrate against AgNO₃, keeping magnetic agitation constant to the equivalence point, marked by a potential jump of around 100 mV.

— *Reproducibility and minimum detectable concentration*

When the chloride ion concentration does not exceed 10 mg/l reproducibility is about 2%. If the concentration is greater, reproducibility is $\leq 0.5\%$. The minimum detectable concentration under the conditions adopted is 2.0 mg/l.

B) *Mohr's volumetric method (for concentrations ≥ 500 mg/l) [3]*

In this method the chlorides are titrated against a solution of silver nitrate, using potassium chromate as indicator at neutral pH.

— *Interference*

As bromides, iodides and sulphides give the same reaction as chlorides, they interfere with the test. Sulphites, orthophosphates and iron also interfere, but only if present in concentrations exceeding 25 and 10 mg/l for the last two, respectively.

— *Reproducibility and minimum detectable concentration*

Reproducibility with this method is $\leq 0.5\%$. The minimum detectable concentration under the conditions adopted is 0.5 g/l.

3.4.5. Sulphate ion

Two methods were used for sulphates, depending on the quantity present in the samples.

A) *Colorimetric method (for concentration < 400 mg/l) [14]*

This method is based on precipitation of the sulphate ion with a measured excess of barium chromate solution, followed by colorimetric determination of the unreacted chromate. The amount of sulphate is calculated by difference.

— *Interference*

Interference may be caused by the presence of organic substances, large quantities of neutral salts and the solubility of the BaSO₄. To eliminate organics, potassium permanganate may be added after rendering the solution alkaline. The effect of neutral salts may be reduced by adding sodium chloride, while interference resulting from the solubility of the BaSO₄ can be eliminated by adding a small quantity of SO₄²⁻ ions, in excess of the amount corresponding to the solubility of the BaSO₄ under the conditions involved.

Other kinds of ions, such as Pb²⁺, PO₄³⁻ and F⁻ may also interfere.

— *Apparatus and reagents*

Zeiss, Elko II Electrophotometer

Sodium chloride: 20 g NaCl + 5 ml 1N K₂SO₄ made up to 100 ml with distilled water

Barium chromate: 1 g BaCrO₄ (first heated for 10 minutes at 800 °C) dissolved in 100 ml 1N HCl.
Ammonium hydroxide: 10% solution.

— *Procedure*

Take 1 ml of the sulphated NaCl solution and 3 ml BaCrO₄ and allow to stand for 15 minutes. Add 20 ml of sample and allow to stand for two hours, then add 1 ml ammonium hydroxide and centrifuge for 10 minutes at about 2500 rpm.

Draw off an aliquot part from the clear solution thus obtained and use this for colorimetric analysis.

The blank is prepared by adding the same reagents to 20 ml distilled water and allowing the same reaction times.

The photometric measurement is made using a mercury vapour lamp, an Hg 436 filter and cells of from 1 to 5 cm.

— *Reproducibility and minimum detectable concentration*

When the concentration of the SO₄²⁻ ions does not exceed 350 mg/l, reproducibility is ≤ 0.5%. The use of this method is not advised at higher concentrations. The minimum detectable concentration is 1.2 mg/l.

B) *Mg-complexone method (for concentrations ≥ 400 mg/l)*

This method is based on the precipitation of the sulphate ion with a measured excess of a solution of barium chloride of known concentration, followed by titration of the excess barium against EDTA in the presence of Mg-complexone.

— *Interference*

All the ions which react with EDTA, such as Ca²⁺, Mg²⁺, Fe³⁺, Zn²⁺, Cu²⁺, Pb²⁺, etc. interfere with this complexing reaction. They must be eliminated by means of cation exchange resins.

— *Reproducibility and minimum detectable concentration*

The standard deviation is ≤ 1.5%, while the minimum detectable concentration is 200 mg/l.

3.4.6. Carbonate, bicarbonate, free carbon dioxide and pH [3, 5]

Carbonate and bicarbonates were determined by acidimetry, while free CO₂, when present, was determined by difference between the volume of acid used to determine alkalinity to methyl orange and that used to reach the turning point with the same indicator in another sample of water after the addition of sufficient alkali to turn phenolphthalein red.

pH was determined separately by electric pH-meter.

All these tests may be run in the field.

— *Interference*

All ions which alter the balance between CO₂ and the HCO₃⁻ ion, such as nitrites, phosphates, sulphides, silicates, iron and copper give high results, in proportion to their concentration. Low-side errors are caused by high concentrations of dissolved salts (seawater). The presence in the sample of substances capable of colouring it or of forming precipitates, during the test prevent this method being used.

— *Reproducibility and minimum detectable concentration*

Reproducibility is ≤ 0.5% for CO₃²⁻ and HCO₃⁻ ions, and ≤ 1% for free CO₂. Minimum detectable concentrations are: 3.0 mg/l for the CO₃²⁻ ion; 5.0 mg/l for the HCO₃⁻ ion and 2.5 mg/l for free CO₂.

3.4.7. Total carbon dioxide [12]

Total CO₂ cannot be determined in the field, so carbonate-free sodium hydroxide is added to the water when it is sampled in order to fix all the carbonate compounds, especially the free

CO₂. The total CO₂ is then determined in the laboratory. A known amount of barium hydroxide is added to the sample and the excess is ascertained by titrating against hydrochloric acid.

— *Interference*

Interference may be caused by NH₃, H₂S, SO₂ and by any other substance capable of forming insoluble compounds with barium hydroxide.

— *Reproducibility and minimum detectable concentration*

Reproducibility varies with total CO₂ concentration:

For CO₂ concentrations up to 110 mg/l it is $\leq 3.0\%$

For CO₂ concentrations from 110 to 165 mg/l it is $\leq 1.0\%$

For CO₂ concentrations from 165 to 330 mg/l it is $\leq 1.5\%$.

The minimum detectable concentration is 2.5 mg/l.

3.5. Temporary and permanent isolation of lengths of borehole

Various measurements are made in wells drilled for hydrogeological investigations, for instance natural radioactivity of the soils, fluctuations in groundwater level, saline and thermal stratification of groundwaters, changes in groundwater-seawater interface, direction and velocity of groundwater flow, vertical currents (using artificial radioactive tracers), radon and CO₂ content of water, isotope content, etc..

Particular hydrogeological conditions may be encountered both during the drilling operations and when the borehole is complete, for instance, the existence in the same aquifer of water levels having a different hydraulic head due, perhaps, to vertical variations in permeability which result in the formation of vertical currents (rising or falling) in well waters.

A borehole may penetrate separate aquifers but it is essential to ensure that the results collected are correct and refer to the right water levels. So these must be isolated from one another in order to restore the aquifer to its original state.

The existence of even small vertical currents in wells renders the collected data imprecise or reduces their significance, since they tend to even out the chemical and physical properties of the waters. It is thus necessary temporarily or permanently to isolate lengths of borehole where measuring instruments are installed.

3.5.1. Temporary isolation

Temporary isolation is achieved by using «pneumatic packers» mounted on metal or PVC pipe, the whole being fixed to the end of a blind piezometric column which runs up to ground level. The packers are inflated from the surface, by means of compressed air which is pumped down small-bore rubber lines, so that they adhere to the sides of the borehole. If the walls are such that a perfect seal cannot be achieved with a single packer, several can be installed (Fig. 17).

The use of temporary packers enables accurate hydrological information to be collected even from wells which were not designed and completed specifically for research work. The temporary isolation stage is often essential to acquire the data needed for the final design of wells to be used as permanent monitoring and measuring stations.

3.5.2. Permanent isolation

After the successful conclusion of a number of trials, a technical solution was evolved for use on deep wells, such as the 170-m CH1 well, for example (Fig. 22).

This involves the use of «cells» of various lengths. Cell diameter is close to that of the bore when hard rock is concerned, but is smaller when loose rocks are encountered, so as to allow drainage between the wall of the borehole and the cell. The cells are perforated (perforations accounting for about 15% of the total area) so as to permit the passage of groundwaters. They are isolated from one another by cement plugs and are serviced from ground level by 50-mm diameter piezometers down which measuring equipment is lowered.

PVC pipe is generally used for the cells and the piezometers, since this stands up to the corrosive action of brackish water much better than steel.

There is a tapered metal shoe at the bottom of the cell (Fig. 18), to assist descent down the hole, while at the top there is a rubber-gasketed metal plate for connecting the piezometer

(Figs 18, 19 and 20). The plate also supports the layer of gravel which is installed to prevent the cell being filled with the cement which is positioned to ensure isolation.

In some cases it is possible to avoid the piezometers of lower cells passing through those above, by placing the cells side by side, when the borehole diameter is large enough to permit this.

To ensure that cells are not blocked by the cement plugs positioned between them, a 1.50-m thick layer of gravel is placed above them. The grading of the gravel decreases from 25 mm to 0.1 mm going upwards (Fig. 21). The layer is dropped into place, so the waters themselves ensure further grading as the pieces fall into position. When selecting the amount and size of gravel to be used, account must be taken of the dimensions of the fissures and vugs encountered in the rock, as well as the volume of the length of hole to be packed. A careful check must be made on the thickness of the gravel layer.

The cement plugs between the cells are gravitated into position through 25 mm diameter pipes. Cementation is performed in several stages so that a check can be made on possible losses of grout through cracks in the rock. If such losses are encountered, the fissures or cavities are sealed off by adding aggregate of suitable size to the grout. Once the well has been cemented to the planned height, the cell is positioned above the plug.

Well completion (number of cells, their length and position) is decided case by case, to suit the technical characteristics of the borehole and the objectives it is hoped to achieve.

References

- [1] ANONYMOUS: « Guida alle misure di ioni specifici mediante elettrodi selettivi ». Published by Beckman.
- [2] BIGOIS M., LEVY R.: « Sur les microdosages du chlore et du brome simultanément présent dans les composés organiques et dans certains minéraux ». *Bull. de la Soc. Chim. de France*, vol. I, (1970).
- [3] CEBEDAU: « Livre de l'eau » Cebedoc C. P. R. L., vol. I, (Liège, 1966).
- [4] COCCO G., CORADOSSI N. TONANI F.: « Ricerche di metodologia geochemica: II. La determinazione del sodio e del potassio con il fotometro a fiamma ». *Periodico di Mineralogia*, vol. XXIV, (1957).
- [5] DALL'AGLIO M., TONANI F.: « L'analisi chimica nelle acque naturali come mezzo di indagine geochemica ». *Studi e ricerche della divisione Geomineraria*, vol. III, (1960).
- [6] FLASCHKA H. A.: « EDTA titrations ». Pergamon Press, (Londra, 1964).
- [7] FLEET B., SOE WIN, WEST T. S.: « Rapid visual complexometric titration of calcium in natural waters ». *Talanta*, vol. XV, (1968).
- [8] MASCINI M.: « Elettrodi a membrana specifici per ioni: una nuova metodologia analitica per misura degli inquinanti delle acque ». *Convegno su "Classificazione dei corpi idrici e requisiti di qualità degli scarichi"*, F. A. S. T., Milano, (1970).
- [9] PARKS T. D., JOHNSON H. O., LYKKE L.: « Errors in the use of model 18 Perkin Elmer flame photometers for the determination of metals. Interference of common metals, acids and solvents ». *Anal. Chem.*, vol. XX (1948).
- [10] PROKOPOV T. S.: « Determination of traces of chloride and bromide ions by potentiometric titration ». *Mikrochimica Acta*, (1968).
- [11] SARNO V.: « Determinazione colorimetrica dello ione calcio nelle acque mediante il composto GBHA [(gliossale-bis-(2-idrossianile)] ». *Convegno su "Classificazione dei corpi idrici e requisiti di qualità degli scarichi"*, F. A. S. T., Milano, (1970).
- [12] TREADWELL F. P.: « Chimica analitica ». Vol. II, Ed. Vallardi, (1969).
- [13] TSUNOGAI S., NISHIMURA M., NAKAYA S.: « Complexometric titration of calcium in presence of larger amounts of magnesium ». *Talanta*, vol. XV, (1968).
- [14] ZIMMERMANN M.: « Photometric metal and water analyses ». *Wissenschaftliche Verlagsgesellschaft MBH*, (Stuttgart, 1962).

4. Isotope methodologies and techniques

Many fundamental aspects of groundwater movement can be clarified by means of modern isotope techniques, which can make a substantial contribution to the solution of some hydrogeological problems. It clearly emerges from the examples given ahead just how useful and reliable these techniques are.

One of the most important applications is the dating of groundwaters. This enables an assessment to be made of groundwater origin recharge, interbasin connections, storage capacity, etc.

Even without resorting to dating in the strict sense of the word, the application of isotopes is certainly the most accurate method available to ascertain relationships between subsurface and surface waters. It also provides very useful information in cases of pollution of groundwaters which may occur as a result of the activities of man (e.g. by ordinary or radioactive wastes) or nature (e.g. intrusion of the land-mass by seawaters).

The use of isotopes in groundwater investigations and research calls for specific basic training in the sector and a thorough knowledge of the hydrogeological environment involved.

Isotope methodologies and techniques used for the study of Apulian groundwaters have mainly concerned the application of environmental isotopes for ascertaining the origins of the waters and the length of time they have spent in the relevant aquifers. The use of artificial radioactive tracers for measuring the direction and velocity of groundwater flow and for identifying and measuring vertical currents in wells is firmly established, as is the logging of natural radioactivity in soils to obtain information on lithology, stratification and fissuring. Other techniques commonly used are the measurement of natural radon content for studying the mobility of groundwaters and the use of radioisotope probes for determining the proportion of interstices in rocks (original porosity plus the share of fracture volumes occupied) and the chlorine content of waters.

These isotope methodologies and techniques are detailed in the following pages, along with indications on their numerous fields of application. Special reference is made to the technical solutions developed and to the modifications which enable certain apparatus to be used in very deep wells where it is subject to considerable hydrostatic pressure.

4.1. Tracers and measuring techniques

There are many substances that could be used as tracers in hydrogeology, i.e. which are capable of providing characteristic data on the origin and movement of groundwaters. In theory, any substance which is soluble in water and whose concentration can be readily measured could be used as tracer. However, in reality, tracers must be endowed with many properties if they are to be used successfully, as will be seen ahead.

Tracers can be divided into two main groups: radioactive and stable. These, in turn, can be considered under the headings: artificial and natural i.e. naturally present in waters.

4.1.1. Radioactive tracers

Radioactive tracers used in hydrogeology are generally water-soluble substances whose molecules contain a radioactive atom which emits beta or gamma radiation.

Their use has become very common in recent years because of the ease and accuracy with which their presence in water can be detected. At the present time the trend is towards the use of tracers which emit gamma rays, since their concentration can be measured in situ by apparatus that is fairly easy to use, such as Geiger-Müller counters or scintillation counters, pulse meters and scalars. With tracers that emit beta rays, instead, the determinations must be performed in the laboratory using liquid-phase scintillation equipment.

A) Artificial radioactive tracers

The basic requirements of a radioactive tracer are low radiotoxicity, good solubility in water, no chemical affinity for the elements forming the rock involved (so there is no chance of the tracer becoming fixed thereon), half-life compatible with the duration of the measurement, and

high specific activity so its unit weight will be close to that of water (to avoid the creation of density currents in the well where it is used).

The most common tracers among the beta emitters are phosphorus-32, sulphur-35, carbon-14 and tritium.

Sulphur-35, with a half-life of 87 days, is particularly indicated for experiments lasting a fair length of time. It also behaves well in the ground [16].

Tritium might be considered an ideal tracer, since it is present in the water molecule. However, its application in hydrogeology has to be very limited, because once it has been introduced into the waters, these cannot then be dated by their natural tritium content. The use of carbon-14 suffers from the same drawbacks.

A further point is that these tracers cannot be detected in situ, so they do not lend themselves to those investigations which call for the direct measurement of the tracer.

Gamma emitters are generally the most satisfactory tracers for hydrogeological work. Though theoretically there is a large range to choose from, only a few actually meet the requirements outlined. Bromine-82 and iodine-131 give good results in hydrogeological situations involving groundwaters floating on top of seawaters that have intruded the land-mass, because these elements in stable form are naturally present in the waters, and so they act as carriers for the radioactive isotopes that are introduced. The choice of which tracer to use depends on the duration of the experiment, their half-life being 1.5 and 8 days, respectively. Sodium-24 would have the same advantages, but its use is greatly limited by the danger involved in its high-energy gamma radiation.

In some special experiments of average duration, chromium-51 complexed with EDTA (ethylene diamine tetracetic acid) has given very satisfactory results. Its half-life is 27.8 days and it behaves well in clayey formations.

Iron-59, silver-110, caesium-137, cobalt-60 and rubidium-86 are also used, but much more rarely.

B) Natural radioactive tracers

Among the radioactive isotopes naturally present in water, tritium, carbon-14, silicon-32 and radon-222 are used. Tritium is formed in nature by the interaction of cosmic rays with components of the atmosphere. An enormous quantity of tritium has also been produced in the atmosphere since 1952 by thermonuclear explosions. In 1949-50, the concentration of tritium in rainwaters amounted to a mere 10 [12] or 15-20 [17] Tritium Units (TU)^(*), while by 1963-64 it had reached as much as 10,000 TU in some places.

Carbon-14 is produced by the interaction of neutrons with nitrogen in the upper strata of the atmosphere and silicon-32 by the interaction of cosmic rays with argon.

The possibilities of using these three radioisotopes are bound up with their half-life (12.26 years for tritium, 5730 years for carbon-14 and about 600 years for silicon-32). Tritium is particularly suitable for detecting recent recharge. With its half-life it is possible to date water up to a maximum of about 50 years. Carbon-14 is used for dating water up to around 30,000 years old, while silicon-32 enables waters 1000-2000 years old to be dated, thus filling the gap between carbon-14 and tritium. However, its use is not yet common in hydrogeology because the measuring techniques involved are very laborious, between 5 and 20 tonnes of water being needed for one determination [15].

In practice, these isotopes are used to identify groundwater recharge which has occurred in the past, and to calculate the velocity of groundwater flow by dating the waters in various parts of the aquifer and the various contributions deriving from the mixing of different groundwaters.

Tritium and carbon-14 determinations are performed fairly easily by liquid or gaseous scintillation counting, while silicon-32 determinations are carried out indirectly by means of its « daughter », phosphorus-32.

Radon-222 is a water-soluble gaseous radioactive element. It has a half-life of 3.82 days and originates from the radioactive decay of radium-226, which is always present to a various degree in rocks and hence, in groundwaters, too. It is determined either by alphascintillation of degassed water samples or by concentration on granular activated carbon followed by counting the gamma radiation of its short-life decay products using a scintillation counter (see Para 4.4.).

4.1.2. Stable tracers

A stable tracer is generally a water-soluble nonradioactive substance whose concentration is easy to determine.

A) Artificial stable tracers

Stable tracers may be classed under various headings. Some are dyes such as fluorescein, rodamine, methylene blue, etc., whose concentration is measured by colorimeter, others are strong

(*) One Tritium Unit TU = $\frac{H^3}{10^{18}H}$

electrolytes whose presence can be measured by conductivity meters, and yet others are salts whose molecules contain atoms with a large capture cross-section for thermal neutrons, the concentration of which can be determined in the field by means of a neutron probe.

The principle of detecting these elements with such probes is based on the capture of thermal neutrons, which is a function of tracer concentration (see Para 4.6.1.).

The measuring apparatus consists of a probe with a fast neutron source and a thermal-neutron counter and a scaler. The fast neutrons are thermalized by the hydrogen atoms of the water molecule and back-scattered towards the counter.

In comparison with radioactive tracers, artificial stable tracers have the advantage that they can generally be used in wells providing drinking water. However, they do not usually permit very accurate measurement owing to the concentrations needed, which cause density currents in the boreholes under study.

B) Natural stable tracers

In most cases, where natural stable tracers are concerned, use is made of the fact that isotope fractionation occurs because of evaporation and condensation of water mainly from seas and lakes. Thus water vapour and hence rainwater come to contain relatively more oxygen-16 and hydrogen, and relatively less oxygen-18 and deuterium than the lake and seawaters themselves. This results in an alteration of the normal oxygen-18/oxygen-16 and deuterium/hydrogen isotope ratios. As the intensity of this phenomenon depends on the evaporation and condensation temperatures, and hence on the elevation at which the precipitation occurs, it is possible to obtain much precious hydrological information therefrom. Indeed, by means of O^{18}/O^{16} and D/H ratios it is possible to ascertain where groundwater recharge occurred and, in some cases, even the time of the year when this happened.

Owing to evaporation, surface waters contain more deuterium and oxygen-18, so if these recharge the groundwaters they are usually recognizable. There is also the fact that groundwaters whose recharge comes from high elevations, either directly or via watercourses flowing there, can be distinguished from those whose recharge comes from precipitation falling on lower ground.

These isotopes are determined by mass spectrography, the accuracy being $\pm 0.3\%$ in the case of deuterium and $\pm 0.1\%$ where oxygen-18 is concerned.

Carbon dioxide and the chloride ion have also been used successfully as natural groundwater tracers. They have made a major contribution to the solution of numerous hydrogeological problems concerning the mobility of groundwaters and the relationships between these and seawaters.

4.2. Fields of application of tracers

During investigations on Apulian groundwaters, artificial radioactive tracers have been used to measure vertical currents in boreholes and to measure directly the direction and velocity of groundwater flow, while environmental isotopes have enabled certain aspects of seawater intrusion to be clarified by permitting the introduction of the time factor in seawater-groundwater relations (see Para 8.2.).

4.2.1. Measurement of vertical currents

Vertical currents in boreholes are generally caused by differences of hydraulic head between two water-bearing levels brought into communication by the drilling of the well. In addition to the very obvious causes such as structure, stratification and permeability of the waterbearing media involved, temperature differences may also initiate vertical currents, though these are usually weak.

Vertical currents are also important in fissured aquifers. Indeed, the numerous investigations run in the Salento Peninsula where the groundwaters are generally unconfined, show that they occur in many boreholes.

It is not necessary to emphasize just how useful it is to be able to determine the presence and strength of vertical currents, and thus to ascertain the existence of interconnections among different groundwater reservoirs or between different water levels of the same aquifer.

Such measurements are quite indispensable when wells have to be completed so as to ensure the temporary or permanent isolation of given water levels in order to acquire correct hydrogeological data.

Radioactive tracers are particularly useful in this regard, especially when very low velocities are involved and current meters cannot therefore be utilized.

A) Measuring techniques

Vertical currents in wells are determined by injecting the tracer at the point where the stratigraphy indicates such currents might exist, and by following the movement of the « cloud » by a Geiger-Müller or a scintillation counter.

The most precise information is obtained by recording the passage of the radioactive cloud by means of a series of detectors installed at fixed points in the borehole, and by determining the average velocity of the vertical current between two successive points, using the « peak-to-peak method » [7, 10].

It is possible to calculate the discharge Q_v , which passes through cross-section F_v , by the expression:

$$Q_v = V_v \cdot F_v = \frac{s}{t} \cdot F_v$$

where V_v is the average velocity of the vertical current, t is the time taken by the radioactive cloud to pass from one counter to the next and s is the distance between the two counters concerned.

The total count method may also be used. This needs only one counter to determine the velocity of a vertical current, by measuring the activity of the cloud, moment by moment, as it passes the counter:

$$Q_v = \frac{A \cdot E}{N}$$

where E is the sensitivity of the counter, N is the total count recorded during passage of the cloud ($N = E \int_0^{\infty} c(t) dt$ with $c(t)$ the concentration of radionuclid), and A the total activity ($A = E \int_0^{\infty} c(h) dh$, where h is a given point down the perpendicular of the borehole and H the total depth thereof).

The choice of method depends, of course, on the hydrogeological conditions encountered and the type of investigation involved. The following points may be made regarding the two methods:

— The peak-to-peak method enables average velocities to be measured in wells with a fair degree of precision, but it involves the use of a large number of counters to give a detailed picture of the distribution of velocities in the column of water. However, it does not provide a correct evaluation of such dilutions as may leave the vertical discharge unaltered.

— The total count method offers the possibility of ascertaining whether there are any horizontal components between two measuring points. For instance, if there were an equal inflow and outflow the total vertical discharge would remain unchanged but there would obviously be a decrease in the total count, N , proportional to the dilution of the tracer which occurs [7, 10]. This is, therefore, a very useful method to supplement the information provided by the first one. However, it should be noted that if tracer is lost along the stretch under investigation, the activity of the cloud, A , must be determined at the moment it passes in front of the counter; this can be done by following the cloud by means of a second counter.

The measurement of weak vertical currents may be very time consuming and the accuracy of the data obtained with the methods outlined above is usually influenced by the diffusion of the tracer during movement up the well. However, it is possible to obtain more satisfactory results by artificially increasing the velocity of the vertical current by reducing the cross-sectional area of the borehole (Fig. 23).

The radioactive tracers best suited for this type of measurement are iodine-131 and bromine-82.

One of the stable tracers successfully used for hydrogeological investigations in alluvial formations is cadmium chloride in alcohol solution.

A special device has been developed for injecting radioactive tracers into wells, namely a syringe with electrical or mechanical control from the surface. This reduces the radiation hazard faced by those engaged on the investigation, as it takes only a few seconds to load the syringe. More details of this apparatus are given ahead.

B) Examples of application

Investigations on vertical currents in boreholes in rocks with primary and secondary permeability have made a decided contribution to the solution of problems concerning groundwater movement, revealing the existence of preferential flow paths and of the more productive water-bearing levels, while enabling wells to be completed in such a way as to ensure accurate water-sampling and proper logging of temperature and salinity.

Fig. 24 illustrates the results of some vertical-current measurements in various hydrogeological situations involving differences in head, currents flowing in opposite directions and preferential horizontal flow paths.

Fig. 25 indicates the trend of the tracer cloud as it moves downwards in a well drilled in alluvial materials. In this case the investigations on vertical currents furnished useful information regarding the most productive level; this was of great use during subsequent development of the groundwaters.

4.2.2. Measurement of the velocity of groundwater flow by the single-borehole dilution method

Information on aquifer permeability and transmissivity and hence on the discharges therein is provided by measurement of the velocity of groundwater flow using the single-borehole tracer-dilution method. Such information is of the greatest importance in hydrogeological investigations.

A) Principle of the method

The method is based on the relation which exists between the rate at which a tracer is diluted when it is injected into a well and the velocity of groundwater flow therein [1, 7, 9, 10, 19].

The exponential equation linking the velocity of groundwater flow (V_t) and tracer dilution is:

$$V_t = -\frac{V}{\alpha St} \log \frac{C}{C_0}$$

where V is the volume of water in the length of well where the measurement is made, S is the area of the cross section perpendicular to the direction of flow, t is the time in which the measurement is made, and C_0 and C are the tracer concentrations at the start and end of the measurement, respectively, while α is a coefficient which takes account of the distortion of the flow lines caused by the well. Basically the expression relates the groundwater discharge through the well and that of the aquifer in the same section [7, 10].

Recent studies made by Drost et al. [7], show that the coefficient α depends on the diameter of the well and casing, on the thickness of any gravel pack around the casing, and on the permeability of the casing, gravel pack and aquifer. When these parameters have been determined, the coefficient α can be calculated mathematically, if flow is laminar.

In practice, however, it is difficult, if not impossible, to evaluate exactly all the factors which interfere with the measurement of groundwater velocities, but the error can be kept within acceptable limits provided that the following relationships are respected:

$$r_1/r_2 = 9/10 \quad r_2/r_3 = 3/10 \quad K_1 \geq K_2 \geq 10 K_3$$

where r_1 and r_2 are the inside and outside radii of the slotted casing, r_3 is the radius of the borehole, and K_1 , K_2 and K_3 are the coefficients of permeability of the casing, the gravel pack and the aquifer [7]. When these conditions prevail, coefficient α is practically independent of aquifer permeability.

The coefficient has been measured directly on large-scale hydraulic models (Fig. 26), in which sands, gravels and terra-cotta bricks are used to reproduce media endowed with primary and secondary permeability. The results show that there is very little difference between the α values in the two cases, provided that the fissuring in the media with secondary permeability is homogeneous. It has also been ascertained that the difference between the calculated and the measured α values is not great (less than 20%). Measurements made on models gave values of between 1.5 and 4 for the types of well modelled.

B) Measuring techniques

Measurements of groundwater velocities can be made directly or indirectly depending on whether the concentrations of the tracers used are determined in situ or whether the waters have to be sampled and the determinations are made in the laboratory.

The direct method is the one most commonly used, as it permits more accurate measurements to be made. Though the handling of a great number of samples, which is essential when beta tracers are used, for instance, considerably complicates matters and increases instrument errors, the indirect method is nevertheless useful for measurements at great depths where it is not possible to use the more common metering instruments.

The tracer is introduced into a given length of well or the entire borehole, as the case may be, by special bottles or syringes. It is usually preferred to inject a short length of well to check on the existence of vertical currents and then to treat others one by one until the whole well has been examined.

The time needed to make the measurement depends, of course, on the velocity of groundwater flow and well diameter.

C) Some applications

The single-well method of measuring the velocity of groundwater flow has been applied to Apulian aquifers with primary and secondary permeability, adaptations being made as and when required to suit the particular hydrogeological conditions encountered.

It has been found that in fissured formations it is possible to measure velocities in levels dozens of metres thick, while in porous materials it is necessary to make velocity measurements on very short lengths of well, which must be isolated by cement plugs or pneumatic packers to eliminate the effect of vertical currents.

Fig. 27 illustrates the layout of a scheme for measuring horizontal groundwater flow in the presence of vertical currents. A central tube, which acts as a piezometer, permits the introduction of a Geiger-Müller or gamma-scintillation counter. The tracer is injected between the two packers by means of an electromagnetically-controlled syringe.

A similar arrangement has been used to depths of 200 m in fissured formations to isolate given levels. It consists of two or more large-diameter pneumatic packers which are inflated from the surface so that they adhere to the walls of the well (Fig. 28).

Fig. 29 shows diagrams of measurements made in the limestone-dolomite aquifer of the Salento Peninsula, where the groundwaters float on seawaters that have intruded the land-mass. As can be seen from the diagrams on the left, the different velocities of groundwater flow at various depths in the aquifer have a very marked effect on tracer dilution. In this case, the intruding seawaters are also endowed with some degree of mobility. The lines illustrating the effect of time on dilution trends at given depths are shown on the right. The flow velocities can be readily calculated by their angular coefficient.

It should be observed that the data obtained from the measurement of the velocities of groundwater flow in fractured formations are not always reliable; accuracy is generally bound up with the type of permeability involved. It will be clear that if groundwater movement occurs along karst passages, it would be more correct to speak of mobility than flow. However, even in these situations it is possible to use the method to obtain information on groundwater mobility rapidly and cheaply; this is always very useful for understanding the hydrogeology of the area concerned.

4.2.3. Measurement of the direction of groundwater flow by the single-well method

It is useful to ascertain the direction of groundwater flows especially in multi-layer aquifers where different hydraulic heads are involved and where the flows may be in opposite directions.

It is evident that such measurements generally hold good only for small areas around the well concerned. Extrapolation of the results depends entirely on the degree of anisotropy of the aquifer.

A) Principle of the method and measuring techniques

The method, first proposed by Mairhoffer [19] and developed by later workers [2, 7, 10], differs from the classical approach in that only one well is used.

A given quantity of a gamma-emitter tracer is injected into the well at the desired level and the labelled water eventually leaves the well, the time required depending on the velocity of groundwater flow and well diameter. The direction in which maximum activity occurs is measured by a collimated scintillation probe, whose orientation in the well can be changed from the surface either by means of rods or by remote controls [2, 7, 20].

When velocities are high, it is preferable to use tracers that are fixed by the ground, but when they are lower, iodine-131 and bromine-82 also give satisfactory results.

Wurzel and Ward [29] propose a set-up which consists of a water-permeable cylindrical metal screen within which a radioactive tracer is injected ($\text{Cr}^{51} \text{Cl}_2$). The orientation of the screen in the well is fixed from the surface by a string of rigid rods. The groundwater flow direction is then ascertained in the laboratory by sawing the screen into segments and measuring which of these has absorbed the most tracer.

Hazzaa [11] proposes the use of a water-permeable photographic plate sensitive to phosphorus-32 radiations for the same purpose. The apparatus is lowered down the hole on a steel cable and its direction is ascertained by a P^{32} magnetic compass, whose radiations are recorded on another photographic film.

Similar equipment has been developed for hydrogeological investigations run mainly in Apulia. This consists of an annular array of perforated tubes filled with granular activated carbon which is a good absorbent of gases and many radioactive tracers and dyes, including Cr^{51} -EDTA, I^{131} and fluorescein [23, 27]. The tracer is injected by an electromagnetically-controlled syringe into the middle of the array; a small tube with fine holes and a cover of closely-woven nylon slows down the release of the tracer (Fig. 30). After a sufficient length of time, which may vary from a few hours to several days, depending on the velocity of groundwater flow, the equipment is hauled out of the well and the activity of the individual tubes is measured by a gamma scintillation counter. The flow direction is indicated by the tubes with the greatest activity.

The apparatus is oriented in the well by a battery of aluminium tubes when depths do not

exceed 100 m. Where greater depths are involved, direction can be measured by lowering the apparatus on a steel cable and then photographing the position of a magnetic needle by means of a flash (Fig. 31).

The diameter of the array can be adapted to suit the diameter of the well, by varying the number of tubes used. The minimum diameter utilized so far has been 95 mm.

This kind of apparatus is particularly suitable for ascertaining direction when high groundwater flow velocities are involved, since directional measurements with the collimated counter are difficult, if not impossible, under such conditions.

B) *Some applications*

Knowledge of the direction of groundwater flows in the Salento Peninsula has often helped clarify somewhat obscure situations encountered during the course of hydrogeological investigations there. For instance, in the coastal areas where the unconfined groundwaters run into the sea it has been possible to ascertain that the direction of flow is reversed periodically, owing to oscillations in sea level. In some cases it has been observed that the seawaters which intrude the land-mass move inland at high tide and seawards at low tide.

The polar diagrams in Fig. 32 show the flow directions obtained in laboratory experiments on large-scale hydraulic models (A and B) and in the field on a borehole (C). Diagram A was obtained using Cr^{51}Cl as tracer and Diagram B with fluorescein under the same experimental conditions. Diagram C refers to a measurement made in a deep well in the Idume Springs area (Lecce) about 100 m inland; I^{131} was used in this case.

Even though the use of fluorescein or other dyes is rather a laborious process, it is preferable, particularly when the waters concerned are destined immediately for domestic consumption.

4.2.4. Equipment used

The methods and techniques expounded above often involve the use of equipment that cannot be purchased off the shelf. It has thus been necessary to have it custom built. Details of construction and use are given below.

A) *Equipment for in-situ detection of gamma radioactivity*

The portable equipment used in measurements involving gamma tracers is made by Saphymo-Strat (Paris). The modifications made by the Institute mainly concern the waterproofing of the scintillation and Geiger-Müller counters by means of special stainless-steel casings and rubber grommets where the electrical cable enters the instrument (Fig. 33). With these modifications it has been possible to make measurements at water pressures of 40 to 50 atmospheres. Use has also been made of electrical cables which are strong enough to dispense with reinforcing cables and which are suitable for making deep measurements. Fig. 34 illustrates the equipment normally used for logging the natural radioactivity of aquifers and for running measurements involving the use of radioactive tracers. The maximum depth at which measurements can be made with this equipment is 560 m.

B) *Tracer injection equipment*

Rarely more than 200 μCi of tracer are injected into wells during the investigations, but the volume of tracer solution varies from a few cubic centimetres to several litres. Thus, different kinds of equipment are needed to suit the volume of tracer solution involved. After lengthy trials electromagnetic and mechanically-controlled syringes and mechanically-controlled stainless steel and PVC bottles were developed for this purpose (Fig. 35).

In most cases the mechanically-controlled syringe is used because, being so readily manoeuvrable, it also ensures that those engaged on making the measurements are not exposed to radiation hazards during the filling operation. The syringe can be used to inject tracers into 1-2 m lengths of borehole, or even 0.40-0.60 m lengths when it is fitted with a diffuser. Syringes are built with 10 and 20-cm³ capacities.

Bottles are normally used when between 1 and 2 litres of tracer solution are involved. Thus they are adopted for stable tracers.

C) *Water sampling equipment*

Water samples are taken from wells for the measurement of groundwater flow velocities and vertical currents whenever beta-emitter tracers are used; they are also taken for chemical and isotope analysis.

Most commercially-available bottles suffer from certain drawbacks, such as limitations on the depth at which they can be used, well diameter, etc. It was thus decided to prepare more suitable

bottles which can be used especially for taking water samples through small-bore piezometers. One such bottle is illustrated in Fig. 36 (B). The springs which act independently on the closing discs ensure that the bottles are perfectly sealed except when the sample is actually being taken. The bottles may have capacities of 10 litres and more. Figs 36 (C) and (D) show other original types of bottle with a valve that is controlled by two messengers or by compressed air.

4.3. Measurement of natural radioactivity in rocks

All rocks contain some radioactive elements such as potassium-40 and those belonging to the uranium and thorium series. This phenomenon sometimes enables valuable information to be obtained on the degree of permeability of aquifers, by careful interpretation of gamma-ray logs.

Of the sedimentary rocks, the clayey ones are the least permeable and they also contain the largest amounts of radioactive minerals. Therefore the clayey levels in wells are usually easy to identify by measuring the natural radioactivity (gamma-ray logging).

In carbonate or fissured aquifers, the presence of terra rossa or more marly limestone levels is revealed by an increase in radioactivity. In calcareous rocks it is often possible to obtain valuable information on the state of jointing and bedding by careful examination of the resulting natural-radioactivity logging.

In some geological situations, however, the increase in radioactivity in carbonate aquifers may indicate more permeable levels (see Figs 109, 110 and 111).

In alluvial deposits, the concentration of radioactive minerals is generally bound up with the particle-size of the sediments: the larger the size the lower the activity [13].

Measurement of natural radioactivity in wells can also be useful for checking on cementation carried out in formations that are not very radioactive, because, as cement contains a fair proportion of materials of argillaceous origin, its presence increases the amount of radioactivity.

4.4. Measurement of radon-222 in groundwaters

Application of radon-measurement techniques in hydrogeological investigations is limited by the physicochemical properties of the element, some of which make it difficult to perform correct, rapid and economic measurements and to interpret these.

Suffice it to recall, in this regard, that the concentration of radon in groundwaters may be influenced by the tectonic nature of the ground [26], by atmospheric pressure [18, 21], by temperature and by the salinity of the waters. It is precisely because of the difficulties encountered in making and interpreting the measurements that radon prospecting has so far found few applications in hydrogeology. Yet it is felt that, with its special properties, radon can usefully act as a natural tracer in waters, and in a limited number of cases can be used to solve specific hydrogeological problems (see contribution by P. Leveque in the discussion of the paper by J. Molinari and J. Guizerix [23]). Indeed, it should be borne in mind that as radon is a practically inert gas, there is no ion-exchange with the ground traversed. It is also an acknowledged fact that the radon content of groundwaters is related to the radium content of the rocks, which generally varies with their lithological nature.

4.4.1. Measuring techniques

Electroscopes, ionization chambers, GM counters and alpha or gamma scintillation counters are all used in various methods of radon measurement. The techniques developed at the University of Nancy's Radiogeological Research Centre [14] and the Grenoble Centre for Nuclear Studies' Application of Radioisotopes for Hydrogeology Section [22, 23, 27] are of particular interest as regards radon prospecting in hydrogeology. These allow measurements to be made directly in the field, using reasonably sensitive and accurate portable equipment.

The Nancy Centre has used a method based on the extraction of radon by degassing samples of water and analysis of the radon by means of alpha scintillation counting. The equipment consists of 500-ml glass flasks coated inside with zinc sulphide and optically connected to a scintillation counter by a transparent window. This method has been further developed by Molinari et al. [22] who made certain changes and improved the sensitivity.

Exploiting the fact that the quantity of radon fixed on activated carbon at saturation varies linearly with its concentration in water, the Grenoble Centre devised a method which involves filtering water through this medium for at least twenty-four hours, until it is saturated with radon. The concentration of radon in the water is then evaluated by calibrating the apparatus against the short-life decay products of radon, by means of a gamma-scintillation counter.

The Bari Institute has adopted the same method, but with substantial technical improvements,

and a reduction of filtration time to only two hours. This is possible because, other things being equal (volume and shape of carbon container, discharge of water through the container, grain size and specific surface of the carbon, etc.), the quantity of radon fixed by the carbon during a given filtration time (less than that required for saturation) also varies linearly with the concentration of radon in the water. In point of fact, there exists a precise relationship which, for a given concentration of radon in water, relates filtration time with the quantity of radon fixed.

Radon fixation on activated carbon occurs in increments that decrease exponentially as a function of filtration time, according to the formula:

$$A_t = A_{\infty} (1 - e^{-Ct})$$

where A_t is the activity relative to the quantity of radon fixed in time t , A_{∞} is the activity of the radon fixed at saturation and C is a constant for the filtering apparatus used. Fig. 38 shows there is good agreement between the experimental curve and the theoretical curve calculated with this formula when A_{∞} is 30500 cpm and C is $50 \times 10^{-4} \text{ min}^{-1}$ (derived from the experimental curve).

Thus for every radon concentration in water, when A_t is known at a fixed time t , it is possible to arrive at A_{∞} and to plot the radon fixation rate versus filtration time curve. From this curve it is possible to derive the percentage of radon fixed in comparison with that at saturation, as a function of filtration time, and so obtain the curve given in Fig. 39, which holds good for the filtration apparatus used. This graph shows that for filtration times of 1, 2, 4, 6 and 8 hours, the amounts of radon fixed are 30%, 50%, 75%, 88% and 94%, respectively.

It has been found that in most cases two hours filtration is sufficient to fix a measurable quantity of radon. In any case, even if the time is increased fivefold (from two to ten hours), the activity fixed by the carbon is only doubled. With a filtration time of two hours, one person can study several neighbouring springs (or waterpoints in general) in a day. Possible errors in measurement, due to variations in water discharge through the carbon containers, produced by the partial blocking of the carbon pores by suspended matter, are also reduced.

To avoid this source of error, filtration apparatus has been built which has the carbon containers locked on beneath a constant-head tank fitted with a disc having a hole of known bore (Fig. 40). In this way the water flow rate is not influenced by the « permeability » of the activated carbon, but is controlled solely by the tank. After numerous trials, a discharge of 1 l/minute was chosen for 90 cm³ of carbon.

The activity of samples can be measured directly in the field after waiting about three hours to ensure that the radon is in equilibrium with its short-life decay products. This is done by means of a scintillation counter (with a $1\frac{3}{4} \times 2''$ NaI/Tl crystal) connected through an integrator (SPP3) to a portable scaler (ECP2) made by SRAT of Paris.

A calibration curve is prepared (Fig. 41) by measuring the radioactivity of carbon after filtering water with a known radon concentration. Using this curve, it is possible to read off the radon concentration of a given sample from the count. When running the calibration, the concentration of radon in the water is measured from time to time by a liquid-scintillation counter using a dioxane scintillating solution commonly utilized for measuring beta activity [28]. The liquid-scintillation counter is calibrated by means of a standard: radium chloride in radioactive equilibrium with radon. The activity produced by radiations other than those from the short-life decay products of radon is subtracted from the measured activity. The minimum activity detectable with this equipment is about 10^{-9} Ci/litre.

The advantage of measuring radon by concentrating it on carbon is that the operation can be done in the field, using portable equipment. Thus the method is particularly well suited for radon prospecting in hydrogeological investigations.

The minimum activity detectable for 1000-second measurements corresponds to a concentration of 0.1×10^{-10} Ci/litre of radon, when calculated by using statistical variation of the count-rate equal to four times the standard deviation. However, there are many error-causing factors which cannot be evaluated, such as variations in atmospheric pressure, differences between ambient temperature and water temperature, determination of the exact amount of water filtered through the carbon, presence in the water of high concentrations of gases other than radon (e.g. carbon dioxide), etc. Nevertheless, measurements made at different depths in boreholes and repeated after several months have given consistent results, except those made near the top of the ground-water reservoir which may have been affected by variations in atmospheric pressure.

4.4.2. Application of radon measurement for the study of groundwaters

Since 1966 numerous measurements have been made of the radon content of Apulian groundwaters under diverse hydrogeological conditions, and much valuable information on subsurface water movement has been gleaned therefrom.

The results obtained show that:

— In the presence of radium-rich permeable rock levels, the radon which occurs in the groundwaters can be used as a natural tracer, thus making an effective contribution to the solution of hydrogeological problems.

— In carbonate aquifers where radium distribution is homogeneous the radon content is

greatest where the groundwaters are most mobile. The concentration of carbon dioxide is also greatest under such conditions.

The numerous data collected support the contention that the relationship that exists between radon and carbon dioxide concentrations on the one hand, and groundwater mobility on the other is the rule and not just a chance phenomenon. However, at the present state of knowledge it is not possible to advance a satisfactory theory to explain this. Further field studies and more thorough theoretical investigations are required to confirm the observations made to date.

4.5. Water sampling techniques for determination of carbon-14 content

Sampling for determining stable or radioactive isotopes that occur naturally in water (tritium, oxygen-18 and deuterium) is carried out by means of the bottles described in Para 4.2.4. Where carbon-14 is concerned, however, this is usually done by pumping, since the volume of water required is so much greater [8]. During investigations in Apulia, the volume of water used for the analysis varied from a minimum of fifty litres in the case of fresh groundwaters to a maximum of two hundred litres for seawaters.

There are two ways of extracting carbon from bicarbonates, carbonates and carbon dioxide dissolved in water:

a) The sample in a 50-l glass or plastic bottle is treated with concentrated H_2SO_4 , and the CO_2 generated by the reaction of the acid with the bicarbonates and carbonates present is pumped into a carbonate-free solution of 10N NaOH;

b) The sample in a 100-l vessel is treated with NaOH and $BaCl_2$, which precipitates the bicarbonates, carbonates and CO_2 as $BaCO_3$.

All operations for the extraction of carbon from water should be carried out in an atmosphere of nitrogen to ensure there is no contact with the air.

The equipment illustrated in Fig. 42 was built following the indications given H. R. Feltz and B. B. Hanshaw [8]. This consists of two bottles (one of 50 litres in plastic, containing the water to be analysed, the other of 0.5 litres in glass, containing sodium hydroxide), a peristaltic pump and two driers. The bottles and the tubing are all filled with nitrogen before introducing the water and the caustic soda. Nitrogen is then pumped through the water and NaOH for about three hours, so that all the carbon dioxide produced is trapped in the caustic soda bottle.

This operation is normally performed in the field to avoid having to transport large quantities of water.

4.6. Use of radioisotope probes

Radioisotope probes have found wide application in the geotechnical field [3, 4, 24], their use being virtually indispensable for solving many soil stability problems. They are also extremely useful in hydrogeology [5, 25] to determine the degree of fissuring and porosity in general in aquifers, for measuring the velocity of groundwater flow and vertical currents in boreholes, and for field determination of the chlorine content of waters.

Theoretical studies have been performed with the CNEN Laboratory for Radioisotope Applications to clarify some of the interferences which occur in the measurements, while new types of equipment, suited to the particular geological conditions in Apulia, have been developed.

In the past, radioisotope probes were often used by persons who did not fully understand the way they work and the variables which influence the many situations inherent in the composition and water content of the soils concerned, the outcome being that the results were somewhat inaccurate or completely wrong. The importance of using the probes in a properly drilled borehole of even diameter cannot be too strongly stressed. Moreover, the borehole must not alter the natural state of the ground to be measured.

4.6.1. Fields of application

Some examples of the main fields of application of radioisotope probes are discussed below.

A) Measurement of velocity of groundwater flow

The velocity of groundwater flow is measured by injecting a stable tracer (cadmium or boron) into the borehole water and then following its dilution by means of a neutron probe

[5, 25]. It is a well known fact that fast neutrons emitted from a source are slowed down to thermalization (energy of 0.025 eV) because of collision mainly with nuclei of hydrogen, which is the best neutron moderator, and back-scattered towards the counter.

If elements such as Cd or B, which have a large capture cross-section for thermal neutrons, are injected into well water, the number of counts per minute will be lower than with pure water, since a large quantity of neutrons will not reach the counter, the extent of the decrease depending on the concentration of tracer in the water.

A concentration of 1 g/l of cadmium dissolved in water results in a count reduction of 30%, while the minimum concentration that can be measured with a probe having a neutron emission of 6×10 n/s is 0.08 g/l. However, this limit can be lowered by using more intense neutron sources and more sensitive counters.

The method finds little application where salt waters are concerned, owing to the interference produced by chlorine which markedly reduces the sensitivity of the measurement since, as remarked, this also has very good thermal-neutron capture properties.

Regarding the diameter of the wells where the measurements are made, it has been ascertained experimentally that in a 30 cm diameter sphere, with the probe used, conditions may be likened to those involving infinitely-large water volumes, while satisfactory results have been obtained even in wells less than 300 mm in diameter.

The formulae for calculating the velocity of groundwater flow are those indicated in Para 4.2.2. Four calibration curves were plotted using sodium metaborate, cadmium sulphate, cadmium chloride and cadmium nitrate. It ensues that cadmium chloride is the best practical proposition (Fig. 43).

B) Determination of porosity

By the combined use of density and moisture probes, it is possible to determine the total porosity of rocks and to locate cavities and the most permeable levels.

In detrital sedimentary rocks there is little difference between apparent and total porosity. This is not the case, however, with volcanic rocks where many voids are not intercommunicating, and so the total porosity may be quite different from the apparent porosity. Total porosity (n) is obtained by the formula:

$$n = \frac{\gamma_r - \gamma_s}{\gamma_r} \cdot 100$$

where γ_r is the true unit weight of the rock determined in the laboratory and γ_s is the dry unit weight determined with a radioisotope probe.

By way of example, the results of measurements made at Torre Inserraglio (Lecce) and near Bari in dry and waterbearing formations, respectively, are outlined below.

a) Torre Inserraglio Limestones (Cretaceous)

Measurements were made over a long period near a limestone quarry in a borehole with a 54/47 mm diameter steel casing, to check on the repeatability of the results and the amount of rainwater infiltration.

While the hole was being bored, rock samples were taken for laboratory determination of true unit weight, dry unit weight and porosity.

In-situ measurements of total porosity gave values of between 30 and 40 percent, while the porosity of samples measured in the laboratory was obviously less (about 9 percent on average). The difference between the values for the total porosity of the rock and those obtained in the laboratory provides a useful indication as to the degree of fracturing of the rock.

Fig. 44 illustrates the values of the dry unit weight, the natural water content and the porosity of the rock obtained in situ and those for the porosity of samples determined in the laboratory.

The indications obtained regarding variation in the state of fissuring of the limestones with depth are in good agreement with those observed in the face of the nearby quarry (Fig. 45).

b) Bari Limestones (Cretaceous)

The measurements concerned an intensely-fractured limestone-dolomite aquifer. They were run in boreholes having a 50/47 mm diameter PVC casing.

Fig. 46 shows the natural unit weight of the rock (γ_n) and the porosity (n) determined with radioisotope probes; these values provide a clear profile of the fractured levels. In the case in question the total porosity of the aquifer (original porosity of the rock plus voids due to fractures and bedding planes) is between 22 and 31 percent (Fig. 46).

The figures for the volume of water differ from those for the total porosity of the aquifer because the noneffective porosity (nonintercommunicating voids which have no water) averages something like 10 percent in the situation examined.

C) Measurement of chlorine content of waters

The method used to measure the chlorine content of waters by neutron probes is based on the ability of this element to capture thermal neutrons. If the influence of hydrogen is considered to be constant, the capture of thermal neutrons is essentially attributable to chlorine, which has a much larger capture cross-section than the other elements present in the waters (about 100 times greater, on average).

As indicated earlier, the neutrons emitted by the probe source are thermalized by the water whose chlorine content is to be determined.

The difference in the capture of thermal neutrons exercised by waters containing different amounts of chlorine can be followed fairly closely by a thermal neutron counter, which is placed in the water together with a fast-neutron source (Fig. 47).

Owing to the presence of elements other than chlorine in the water, not all the thermal neutron capture in excess of that caused by pure water can be attributed to chlorine alone. The breakdown generally accepted is 98.5 percent as a result of capture by chlorine and a relatively constant 1.5 percent as a result of other elements present in the water.

The method has been widely used to study seawater intrusion of the Apulian aquifer and to measure fluctuations of the seawater-freshwater interface.

D) Calibration of neutron probe

The neutron probe was calibrated by three different procedures based on theoretical considerations, the chloride ion content of the waters being correlated with the corresponding counts.

One method was to produce mixtures involving various proportions of water from the Adriatic Sea and fresh water from the Caposele Spring (Apulia Water Supply) of known chemical composition. The seawater was gradually diluted by fresh water so as to obtain progressively lower chlorine contents. The count was recorded for each chloride ion concentration, the probe being positioned centrally in the water held in a cylindrical container 60 cm diameter and 100 cm deep; this was correlated with the chloride ion content determined by chemical methods. The values obtained are set forth in Table 1 and are illustrated in Fig. 48.

Another way of calibrating the probe was by dissolving 99 percent pure sodium chloride (molecular weight of 58.45) in Caposele water to form solutions of various concentrations. The values obtained in this manner are set forth in Table 2.

A third method was performed directly in the field, by making numerous probe measurements of Apulian groundwaters. In this case, too, the counts were correlated with the chloride ion contents determined by chemical analysis.

Fig. 48 shows that there is good agreement among the three methods for plotting the probe calibration curve.

It should be pointed out that boreholes of over 200 mm diameter are needed in order to be able to use the neutron probe for the type of investigation described, owing to interference caused by the rock walls and the well casing.

4.6.2. Equipment used

The portable equipment used for the investigations described above comprises density and moisture probes and scalars.

The density probe usually consists of a caesium-137 or cobalt-60 gamma-ray source having an intensity of a few mCi, and a scintillation counter.

The moisture probe, instead, consists of a fast-neutron source (Ra, Be, Am, Be, etc.) and a boron trifluoride or helium-3 proportional counter, everything being enclosed in a watertight stainless-steel cylinder. Fig. 49 shows a Model P-19 Nuclear Chicago probe with a 5 mCi Ra-Be source and a boron trifluoride proportional counter.

An epithermal neutron probe was built and tested by our laboratory. This gave satisfactory results especially in cases where the chemical nature of the ground adversely affects measurements. This probe has an Am-Be source and a helium-3 proportional counter clad with a lead and cadmium shield [6].

The probe used for chlorine measurements is quite similar to that commonly utilized for determining the natural water content of soils. The essential feature is that it must be watertight even at hydrostatic pressures of twenty atmospheres.

The radioisotopes described are used together with a portable scaler manufactured by Nuclear Enterprises.

References

- [1] BOANZA E., PLATA A., PILES E.: « Aplicación de la tecnica del pozo único mediante el marcado de toda columna piezométrica ». *Isotope Hydrology* (1970).
- [2] BOROWCZYK M., CRABCAK J., ZUBER A.: « Radioisotope measurements of groundwater flow direction by the single-well method ». *Nukleonika*, vol. X, (1965).
- [3] COTECCHIA V., PIRASTRU E.: « Sulla teoria dei fenomeni di moderazione e diffusione neutronica nella misura del contenuto di acqua dei terreni con sonda a neutroni ». *Geol. Appl. e Idrogeol.*, vol. I, Bari, (1966).
- [4] COTECCHIA V., PIRASTRU E.: « L'influenza dell'effetto fotoelettrico e del rapporto numero atomico/peso atomico nella misura di densità con sonde a raggi gamma ». *Geol. Appl. e Idrogeol.*, vol. II, Bari, (1967).
- [5] COTECCHIA V., PIRASTRU E.: « Nuove prospettive per la misura nucleare di traccianti stabili (cadmio, boro) nelle acque sotterranee ». *Geol. Appl. e Idrogeol.*, vol. IV, Bari, (1969).
- [6] COTECCHIA V., PIRASTRU E.: « An epithermal neutron probe for measuring the water content of soils ». *Geol. Appl. e Idrogeol.*, vol. V, Bari (1970).
- [7] DROST W., KLOTZ D., KOCH A., MOSER H., NEUMAIER F., RAUERT W.: « Point dilution methods of investigating ground water flow by means of radioisotopes ». *Water Resources Research*, vol. IV (1) (1968).
- [8] FELTZ H. R., HANSHAW B. B.: « Preparation of Water Sample for Carbon-14 Dating ». *U. S. Geol. Survey, Circ. 480*, vol. III, (1963).
- [9] GUIZERIX J., GRANDCLEMENT G., GAILLARD B., RUBY P.: « Appareil pour la mesure des vitesses relatives des eaux souterraines par la méthode de dilution ponctuelle ». *Radioisotopes in Hydrology*, (1963).
- [10] HALEVY E., MOSER H., ZELHOFER O., ZUBER A.: « Borehole dilution techniques: a critical review ». *Isotopes in Hydrology*, (1967).
- [11] HAZZAA I. B.: « Single-well technique using P^{32} for determining direction and velocity of groundwater flow ». *Isotope Hydrology* (1970).
- [12] IAEA: « Guidebook on nuclear techniques in hydrology ». *Technical reports, series, 91*, (1968).
- [13] IAEA: « Nuclear well logging in hydrology ». *Technical reports, series 126* (1971).
- [14] JURAIN G.: « Moyens et résultats d'étude de la radioactivité due au radon dans les eaux naturelles ». *Geoch. et Cosmoch. Acta*, vol. XX, (1960).
- [15] LAL D., NIJAMPURKAR V. N., RAMA S.: « Silicon-32 Hydrology ». *Isotope Hydrology* (1970).
- [16] LALLEMAND A., GRISON G.: « Contribution à la selection de tracers radioactifs pour l'Hydrogéologie ». *Isotope Hydrology* (1970).
- [17] LEVEQUE P.: « Emploi des traceurs radioactifs naturels et artificiels en hydrologie souterraine ». *La Houille Blanche*, vol. VIII, (1969).
- [18] LEVEQUE P., MAURIN C., SEVERAC J.: « Le radon 222 traceur naturel complémentaire en hydrologie souterraine ». *C.R. Acad. Sc. t. 272*, (1971).
- [19] MAESTRINI A.: « Contribution à l'étude d'un courantomètre horizontal à neutrons par la méthode de dilution ponctuelle ». *CEA - CENG, DR/SAR - 0/65 - 33/AM/MC* (Grenoble 1965).
- [20] MAIRHOFER J.: « Bestimmung der stromungsrichtung des grounwassers in einem einzigen bohrloch mit hilfe radioaktiver elemente ». *Atompraxi*, vol. IX (1963).
- [21] MAURIN C.: « Géologie de l'environnement. Contribution à l'étude du radon-222 et a son utilization en géologie de l'environnement ». *These 3^e Cycle, Univ. de Bordeaux* (1971).
- [22] MOLINARI J., DESCLEE-B., RAJAGO PALAN R. I.: « Dosage du radon par scintillation alpha en hydrologie ». *CEA-GENG DR/SAR G/67-9/JM* (Grenoble 1966).
- [23] MOLINARI J., GUIZERIX J.: « Application de la méthode d'integration sur charbon actif à la détection du chrome-51 EDTA et du radon dans les eaux ». *Isotopes in Hydrology* (1967).
- [24] ORSINI A., PIRASTRU E.: « Alcuni significativi risultati di misura di densità e contenuto naturale d'acqua dei terreni con sonda a raggi gamma e a neutroni in Geotecnica ». *Atti del X Convegno di Geotecnica, Bari* (October 1970).
- [25] PIRASTRU E., CARLIN F., DAI PRA G.: « Prime applicazioni di sonda a neutroni per la rivelazione di un tracciante stabile (cadmio) in idrogeologia ». *Atti XI Congresso Nucleare Internazionale* (Roma 1966).
- [26] ROGERS A. S.: « Applications of radon concentrations to groundwater studies near Salt Lake City and Ogden ». *Utah (abs), Bull. Geol. Soc. Am.* 67 (1956).
- [27] TAZIOLI G. S., MOLINARI J.: « Etude expérimental de l'emploi du charbon actif pour détection du Cr^{51} EDTA et de la radioactivité naturelle des eaux ». *CEA-GENG, INT/SAR-G/65-38/GST/JM*, (Grenoble 1965).
- [28] WILLIAMS P. H., FLORKOWSKI T.: « Comparison of Triton-X emulsion system with dioxane solutions in liquid scintillation counting of low-level tritium in water ». *Radioactive Dating and Method of Low-Level Counting*, IAEA, (1967).
- [29] WURZEL P., WARD P. R. B.: « A simplified method of groundwater direction measurements in a single borehole ». *Journal of Hydrology*, 3, (1965).

PART III

INTERPRETATION OF DATA AND PROCESSING
OF RESULTS

5. Dynamic behaviour of groundwater surface and of seawater-groundwater interface

The study of the behaviour of the water table (or piezometric surface) is of great importance in hydrogeological investigations, since it provides valuable information on the hydrogeological properties of the aquifer and on the hydrological characters of the groundwaters themselves. As a proper understanding was needed of the phenomena underlying that behaviour, in order to have a sound basis for quantitative calculations concerning groundwater recharge and outflow, specific investigations were conducted in this regard.

Because of the limited thickness of the body of fresh groundwater in the Salento Peninsula, the behaviour of the zone of diffusion is of particular interest. Special studies were therefore made of the mechanisms which govern changes in level and variations in thickness as a result of the rainfall regime, as well as of the relationships existing between hydraulic head and the top of the zone of diffusion. In this respect, the systematic measurements made since 1960 by the Apulia and Lucania Irrigation Authority on its own network of stations proved very useful [28]. The location of the groundwater-stage measuring stations installed on wells tapping the deep aquifer of the Salento Peninsula is shown in Fig. 50, which is a schematic horizontal geological section at sea level (not very different from the level of the water table or piezometric surface).

5.1. Influence of atmospheric pressure on levels in the deep aquifer of the Salento Peninsula

5.1.1. Introduction

Processing of groundwater-level data shows that behaviour of the water table (or piezometric surface) is uniform throughout the area, as far as changes in levels are concerned. Direct comparison of these changes and the rainfall regime — whose behaviour is also uniform over the whole region — somewhat surprisingly reveals that there is no direct connection between groundwater level fluctuations and precipitation, as measured by local meteorological and rain-gauge stations.

There is, however, very clear evidence that these levels are influenced directly and indirectly by atmospheric pressure. Fig. 52 illustrates the aperiodic fluctuations of daily mean sea level, atmospheric pressure trends and groundwater-stage levels measured in the deep aquifer between January and April 1966. It is evident that the trends of sea-level and groundwater level fluctuations are roughly the mirror image of the pressure trends.

5.1.2. Direct influence

The direct influence of atmospheric pressure on groundwater levels is revealed by the fact that the latter vary almost simultaneously with the former. The intensity of the variations differs from point to point in the aquifer but is unaffected by distance from the shoreline and the hydrogeological situation (confined or unconfined groundwaters, direct or indirect connection with the sea, etc.). Although the phenomenon is markedly more evident when direct comparison is made of the instrument charts (Fig. 51), it is also apparent from the diagrams in Fig. 52, despite the very substantial reduction in the number of readings needed for space reasons. By way of example, it is noted that in the diagrams for Wells 53 II and 25 BR (lying 8 and 13 km from the shore, respectively) there is extremely good agreement between barometric pressure trends and groundwater level fluctuations during the months of March and April; indeed, this agreement is even better than that between pressure trends and sea-level fluctuations.

5.1.3. Indirect influence

Indirect influence exerted on the groundwaters takes the form of the sea transmitting thereto the aperiodic fluctuations (as well as the periodic ones) which are essentially produced by variations in atmospheric pressure: low pressure resulting in high sea levels and vice versa.

In the Salento Peninsula, the greatest periodic changes in sea level (semi-diurnal syzygial tides with a range of 25 to 35 cm) make themselves felt in the aquifer to a considerable extent up to a maximum of about 5 km inland. Hence it is not surprising to find that the aperiodic fluctuations in sea levels, caused by meteorological conditions, should be propagated even further inland, since they are generally of greater amplitude and duration than those produced by tides. Indeed, it is a well known fact that for a given distance from the coast and for given hydrological characteristics (storage and transmissibility coefficients for confined aquifers, transmissibility and dynamic porosity for unconfined aquifers), the reduction in amplitude of the propagated wave both in the case of periodic and aperiodic fluctuations depends on the amplitude and the period (or duration) of fluctuations in sea level. Naturally, different laws apply in the case of different hydrogeological situations (confined aquifers in direct or indirect communication with the sea, unconfined aquifers, etc.), but the same general rule holds good [1, 15, 17, 18, 22].

Inspection of the groundwater-stage recordings shows that it is easy to distinguish the wave propagated in the aquifer by the sea, from the effect caused therein by the direct influence of barometric pressure when there is a lag between the fluctuation in the level of the sea and the corresponding one in the aquifer, as recorded at the gauging station. Diagrams for Wells 3K, 14 II, 9 III, 4 II, 19 II and 12 III are good examples of this. When there is very little lag, however, it is practically impossible to single out on the records the effects attributable to direct influence from those caused by indirect influence, since these tend to be superimposed and hence cumulative (Wells 15 AB, 1 III and 1 III). Yet even in this case the direct influence is certain, as is demonstrated every so often by the accord which exists between the fluctuation of groundwater levels and pressure trends, even when there is no accord between barometric pressure and fluctuations in sea level (in nearly every case this lack of correlation is attributable to the action exerted by the wind on the sea). The diagrams for Wells 15 AB, 1 III and 11 III, covering the last ten days of March 1966 illustrate this point.

5.1.4. Conclusions

It is impossible, merely by inspection of groundwater-stage records, to discern changes in water-table (or piezometric) levels as a result of inflow, outflow or withdrawals, because of the amplitude of the fluctuations caused in these levels as a result of the combined action of the direct and indirect influence of atmospheric pressure. In point of fact, the changes in question must generally be very slight, accounting for but a small part of the vertical movements affecting the top and bottom of the zone of diffusion, ignoring the influence of hysteresis, i.e. the delay with which equilibrium between the groundwaters and the seawaters is re-established after every disturbance. As detailed ahead, measurements taken in observation wells have shown that these vertical movements are far greater than fluctuations in the water-table or piezometric levels.

Because of the diversity of hydrological characteristics and hydrogeological situations encountered in the aquifer (Fig. 50), the magnitude of the fluctuations in the groundwater levels varies considerably from point to point. This results in level differences which vary over the course of time, not only between the groundwater surface and the sea, but also from point to point on the surface of the groundwaters themselves. This fact is of particular importance in areas where the hydraulic gradient is very low, since temporary inversions of movement may occur, as happens along the coast where marine estavelles are created by the tides.

5.2. Influence of sea level fluctuations on the levels of groundwaters in coastal aquifers

5.2.1. General

The mathematical modelling of groundwater flows is always complicated. It is even more complex in the case of the Salento Peninsula where the major features of the hydrogeological situation are the heterogeneous nature of the aquifer, the presence of a zone of diffusion at the groundwater-seawater contact and the unsteady flow conditions caused by periodic and aperiodic fluctuations of the groundwater surface transmitted by sea-level fluctuations, largely due to the influence of the sun and the moon and to variations in atmospheric pressure.

Much useful information on groundwater movement in the Salento Peninsula has been obtained by examining some aspects of the phenomenon of the transmission of sea-level fluctuations to the waters in the coastal aquifer. The data collected have been particularly useful for identifying areas of easiest outflow, and for ascertaining the «degree of homogeneity» of the aquifer and the influence of virtually impermeable formations which hinder relations between groundwaters and seawaters along stretches of coast.

5.2.2. Background literature

Starting from C.V. Theis's differential equation for unsteady flow of groundwaters derived from analogy with heat flow [24], C. E. Jacob [14] proposed a solution to the problem of the transmission of fluctuations of a perfectly sinusoidal nature in the confined groundwaters of a homogeneous, isotropic aquifer of constant thickness, where the horizontal component of flow velocity is independent of depth. The results can also be extended to unconfined aquifers, when variations in level are small compared with the depth of water involved.

J. G. Ferris [12] then adapted Jacob's method for periodic fluctuations of variable amplitude and this was taken up by H. H. Cooper [4] and R. Degallier [11] and reported in various works on hydrogeology [3, 22, 26]. P. W. Werner and D. Noren [27] arrived at similar results at virtually the same time.

W. Stern, M. Jacob and S. Schmorak [23] and F. Mongelli and C. Reina [18] also applied the method.

In the case of the propagation of unsteady flow in confined and unconfined groundwaters, R. Miche starts by representing movement as intersecting films of water and goes on to furnish an interesting solution to the problem [17].

C. Thirriot and J. P. Villeneuve [25], using two different procedures for linearizing Boussinesq's equation, consider the theoretical case of fluctuations of the water table in a porous aquifer situated between two water surfaces, one of which subject to variable-period sinusoidal fluctuations.

The fact that the waves have to be sinusoidal limits the practical application of the methods suggested by C. E. Jacob, J. G. Ferris and R. Miche. Indeed, even in the most favourable case where the period of the inductive fluctuations is virtually constant (tides or seiches), there are always influences which disturb the water surface, such as variations in the atmospheric pressure, wind action, changes in temperature and salinity, or in the geometry of the mass, etc..

This being so, the work done by J. Garnier and C. Clarion is of decided interest [13]. They examined a case where, although the trend of the fluctuation of the liquid surface was far from sinusoidal, it could be likened at intervals to simple geometric figures (rectangles, triangles or trapezia). From this they obtained relations linking variations in the levels of water surfaces with those of confined groundwaters in homogeneous, isotropic coastal aquifers.

M. Baer [1] made a substantial contribution to solution of the problem. Starting from a differential equation of unsteady flow of groundwaters and considering any fluctuations of water surface levels, he obtained a general expression for their transmission in confined groundwaters in homogeneous, isotropic coastal aquifers.

5.2.3. Mathematical model

Consider a water-point lying at distance x from the coast in a homogeneous, isotropic aquifer. Let $h(x,t)$ be the fluctuation of the groundwater level induced at that point by a fluctuation $h(O,t)$ of the water surface. Let it also be supposed that the « hydrogeological system » is linear and stationary^(*).

This hydrogeological situation is expressed by the differential equation of unsteady groundwater flow:

$$(1) \quad \frac{\partial^2 h}{\partial x^2} = \frac{1}{D} \frac{\partial h}{\partial t}$$

where D is diffusivity ($L^2 T^{-1}$).

In the case of unconfined groundwaters the fluctuation $h(x,t)$ should be negligible compared with the total depth of water involved.

Boundary conditions are:

$$h = 0 \quad \text{for } t = 0$$

$$h = h(O,t) \quad \text{for } x = 0$$

The solution to the equation is given by Duhamel's theorem^(*):

$$(2) \quad h(x,t) = \int_0^t h(O,t - \tau) p(x,\tau) d\tau = \int_0^t h(O,\tau) p(x,t - \tau) d\tau$$

where $\tau = n\Delta t$ and $p(\tau)$ is the *pulsed response* of the aquifer.

Adapting the physical interpretation of Eq. 2 given by A. Lepschy and A. Ruberti [16] for hydrogeological applications, it ensues that the value of $h(x,t)$ at a given instant is equal to the

^(*) In actual fact hydrogeological systems, like any real system, are not perfectly linear and stationary, because their characteristics depend on factors that vary in space and time, such as groundwater density and temperature.

^(*) Also known as the *theorem of composition*, the *theorem of convolution* and *Borel's theorem*. M. Muskat [19] was one of the first to apply the theorem to hydrogeological problems.

sum of all the values of $h(O,t)$ at previous instants, to each of which is applied the coefficient $p(t)$ which is dependent on the time elapsed up to the instant considered. The *pulsed response* $p(t)$ thus acquires the value of a *weighting function*, also known as *Green's function* or the *weight function*.

From this interpretation it follows that at water-points in an aquifer where $p(t)$ falls to negligible values in a very short space of time, the $h(x,t)$ transmitted by any fluctuation of a water surface depends mainly on the $h(O,t)$ values only during an equally short space of time prior to the instant considered. At such points the trend of $h(x,t)$ follows that of $h(O,t)$ quite faithfully, even though the former is modified by the weighting function. In other words, the stretches of aquifer between the points considered and the water surface concerned have a moderate *dynamic memory* and at those points the trend of $h(x,t)$ is subject to slight distortion compared with that of $h(O,t)$. The opposite occurs at water-points where it takes a long time for $p(t)$ to reach negligible values. Thus, $p(t)$ is the measure of the aquifer's dynamic memory; i.e. it is indicative of the aquifer's capacity to feel fluctuations in the levels of the water surface which occurred before the instant considered. Hence, it is also a measure of the distortion of $h(x,t)$ compared with $h(O,t)$.

By analogy with the conduction of heat in a semi-infinite solid, according to H. S. Carslaw and J. C. Jaeger [2], one has:

$$(3) \quad p(x,t - \tau) = \frac{x}{2\sqrt{\pi D(t - \tau)^3}} \exp - \left(\frac{x^2}{4D(t - \tau)} \right)$$

Substituting Eq. 3 in Eq. 2 gives:

$$(4) \quad h(x,t) = \frac{x}{2\sqrt{\pi D}} \int_0^t \frac{\exp - \left(\frac{x^2}{4D(t - \tau)} \right)}{\sqrt{(t - \tau)^3}} \cdot h(O,\tau) d\tau$$

Solving the Eq. 4 integral for $h(O,t)$ values constant in the time interval $\tau_k - \tau_{k-1}$ given by Carslaw and Jaeger, factorizing $h(O,t)$ into a suitable series of pulses of constant value in each interval of the observation period, and assuming:

$$h(O,\tau_k) = \frac{1}{2} h_k = \frac{1}{2} [h(O,\tau_k - 0) + h(O,\tau_k + 0)]$$

one obtains:

$$(5) \quad h(x,t) = \sum_{k=1}^l \frac{h_k}{2} \left(\operatorname{erfc} \frac{x}{2} \sqrt{\frac{1}{D(t - \tau_{k-1})}} - \operatorname{erfc} \frac{x}{2} \sqrt{\frac{1}{D(t - \tau_k)}} \right) + \frac{h_{l+1}}{2} \operatorname{erfc} \frac{x}{2} \sqrt{\frac{1}{D(t - \tau_l)}}$$

where k varies from 1 to $l+1$ and $\tau_{l+1} = t$ and $\operatorname{erfc}(u) = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_u^\infty e^{-\mu^2} d\mu$

After having expanded the $h(O,t)$ into *Fourier's integral*, M. Baer arrived at the same result by using the *Laplace transformation* to integrate the differential equation of unsteady flow.

Eq. 5 imposes a precise functional link between the magnitude of the disturbance at the water-point lying at a distance x from the water surface and the total value of $\frac{x}{2} \sqrt{\frac{1}{D}}$; hence with

$$(6) \quad A = \frac{x}{2} \sqrt{\frac{1}{D}}$$

Eq. 5 becomes

$$(7) \quad h(x,t) = \sum_{k=1}^l \frac{h_k}{2} \left(\operatorname{erfc} \frac{A}{\sqrt{t - \tau_{k-1}}} - \operatorname{erfc} \frac{A}{\sqrt{t - \tau_k}} \right) + \frac{h_{l+1}}{2} \operatorname{erfc} \frac{A}{\sqrt{t - \tau_l}}$$

By means of this substitution it is possible to obtain the value of A and also that of diffusivity D , if required, from $h(x,t)$ obtained experimentally.

The dimensions of A are those of the square root of a time. In theory A is the same at every water-point in a homogeneous, isotropic aquifer lying at the same distance A from the coast. It represents the *attenuating effect* on the transmission of fluctuations over that distance from the sea. A is therefore called *attenuation* and its reciprocal $1/A$ is called P for *propagation* (this indicates the « communicability » between the water-point and the coast). As will be seen ahead, know-

ledge of attenuation (or of propagation) enables some interesting deductions to be made regarding groundwater movement in coastal aquifers.

Substitution of Eq. 6 in Eq. 3 shows that the lower the value of A at the water-point in question, the shorter the time required for $p(t)$ to reach negligible values (Fig. 53). In other terms, the lower the value of A, the shorter the dynamic memory and vice versa. And also, the smaller the attenuation, the lower the distortion of the trend of the groundwater fluctuation $h(x,t)$ in comparison with the trend of the fluctuations of the water surface involved $h(O,t)$.

To obtain the attenuation A of a water-point for which the stage records are available, height h of the fluctuations in the levels of the water surface is introduced in Eq. 7. By solving a series of values for A, a set of curves is obtained. The value of attenuation A at the water-point in question is that corresponding to the curve which most closely resembles the trend of the water-stage record for that point (Fig. 54). When A is known, it is possible to derive D from Eq. 6.

5.2.4. Validity of analytical results

The above reasoning holds good for a homogeneous, isotropic aquifer. However, it is accepted that a homogeneous, anisotropic aquifer can be regarded as isotropic if account is taken of the differences between horizontal and vertical permeabilities.

As regards the hypothesis of homogeneity, like G. Schneebeli [21] it is assumed that the application of this concept in hydrogeology is intimately bound up with the dimensions of the smallest aquifer volume considered, and this must be at least 50 or 100 times the largest dimension of the biggest impermeable element (grain, block, lens, etc.) of which the aquifer is composed. Each aquifer thus has its own *scale of homogeneity* which is characterized by the shortest stretch with well-defined, unvarying properties.

Eq. 1 can be used to establish an analytical relationship linking variations in sea and groundwater levels at a given water-point, even though the distance of this from the sea may be less than that required by the scale of homogeneity, i.e. even if the stretch of aquifer between the water-point and the sea is too short for the aquifer to be considered homogeneous.

It is possible to schematize the way the water-point is connected to the sea through a network of preferential paths of flow in the aquifer which, in turn, consists of a system composed of homogeneous stretches of conduit. Whatever the shape and length of the individual stretches, their permeability and storage coefficients, and whatever the trend of the shoreline and the distribution of permeability there, as far as the propagation of disturbances in the water surface to the water-point is concerned, the network of conduits and flow paths can be considered as a single, homogeneous waterway with well-defined hydrogeological properties, and it is possible to refer to this instead of to the actual network of conduits⁽¹⁰⁾.

Of course, this substitution is applicable purely for the mathematical calculation of disturbance propagation in a coastal aquifer between the sea and a given water-point. Put in another way, once a water-point has been selected, the equivalent waterway will have no significance for any other internal or external point along the stretch between the sea and that water-point. Therefore the substitution differs from water-point to water-point.

By applying Eq. 1 to the equivalent waterway, a relationship is obtained, expressed by Eq. 7, between the fluctuation of the sea level and that of the water-point concerned. This relationship is characterized by the value of A, defined by Eq. 6, which globally expresses the hydrogeological properties of the network of preferential waterways involved in disturbance transmission.

Eq. 7 has been used in this way for investigations on the Salento Peninsula aquifer, the fluctuation of groundwater levels induced by aperiodic fluctuations in sea level, as recorded by the Bari tide gauge, being computer processed⁽¹¹⁾.

⁽¹⁰⁾ From the theory of electrical circuits it is known that a sinusoidal disturbance at a point A of an RC circuit under steady-state conditions, causes sinusoidal oscillations of equal frequency but of different amplitude and phase, at some other point B in the network. In other words, as regards propagation of the disturbance, the whole of the network between A and B acts as a single semi-infinite conductor connecting the two points, so that there is a given resistance R and capacitance C between them. The same occurs when a given disturbance is applied at numerous other points of the network. In the event of disturbance A having a form that is other than sinusoidal, it is possible to consider it as broken down into its sine-wave components and to apply the above reasoning to these. Because of the analogy between an electrical network and a network of flow paths, as regards the transmission of the disturbance from the water surface to a given water-point, it is possible to consider the flow-path network as a single semi-infinite conduit which has a well defined total transmissibility T and storage coefficient S.

⁽¹¹⁾ The program prepared and run at the Bari University Computer Centre is as follows:

```
0001 DIMENSION H (455)
0002 N = 455
0003 READ (5, 7) (H (I), I = 1, N)
0004 7 FORMAT (16 F 5, 1)
0005 WRITE (6, 8) (H (II), II = 1, N)
0006 8 FORMAT (1H, 16 [F5, 1, 3X])
0007 DO 1 KK = 1, 23
0008 READ (5, 2) PARAM
0009 2 FORMAT (F4, 1)
0010 WRITE (6, 3) PARAM
0011 3 FORMAT (1H1, 57 [1H+, F15, 5, 57, [1H+, ///)
0012 DO 4 L = 1, 454
```

Despite the limitations involved in characterizing a water-point purely by the attenuation value A , the study of disturbance transmissions is useful in many practical situations, for instance:

a) By plotting on groundwater-stage charts recorded at the individual points, the fluctuations induced by the sea, it is possible to recognize whether the groundwaters there float on the seawaters intruding the land-mass or whether they are underlain by a firm base. In this latter case, it is possible to assess the influence on groundwater levels of factors other than sea-level fluctuations, such as atmospheric pressure, rainwater inflows, outflows and withdrawals.

b) By determining global attenuation values A (or propagation values $P = 1/A$) at various water-points in the stretch of aquifer between these and the coast, it is possible:

— To recognize the areas where «communicability» between the groundwaters and the sea is easiest, and where preferential outflows thus occur

— To obtain information on the «degree of homogeneity» of the aquifer

— To recognize the influence exerted by practically impermeable formations on groundwater movement, hindering relationships between subsurface waters and the sea along stretches of coast.

The utility of the proposed method for the investigation of heterogeneous coastal aquifers is proved by the really significant practical results it has provided on the subterranean channels in the S. Isidoro and Idume Springs areas. This is discussed farther ahead.

5.3. Examination of dynamic behaviour of groundwater surface in the deep aquifer of the Salento Peninsula

5.3.1. General

For this investigation reference was made to the records from a network of twenty-four groundwater-stage stations on the Salento Peninsula operated by the Apulia and Lucania Irrigation Authority, and to the raingauge stations of the Hydrographic Service.

As remarked earlier, periodic and aperiodic variations in sea levels induce fluctuations in watertable (or piezometric) levels even at a considerable distance inland from the coast, and the levels are also affected by changes in atmospheric pressure, whose influence may be exerted directly on the groundwaters or indirectly through the sea.

An examination was made of what the trend of groundwater level fluctuations would be if the influence exerted by the sea and by atmospheric pressure were eliminated. To this end, in order to correlate groundwater levels and fluctuations in sea level, data from the Irrigation Authority's tide gauge in Bari harbour were also considered.

5.3.2. Data processing

The data considered were collected at the various stations in 1966, the first year of the CNR IRSA groundwater project.

Tide-gauge data were processed by treating the mean daily sea levels derived from the original charts in the manner detailed in Para 5.2. Starting from the differential equation of unsteady groundwater flow and applying Duhamel's theorem, a series of attenuated aperiodic sea-level fluctuation curves was obtained (Fig. 55). These represent the damping effect exerted on sea-level fluctuations by stretches of aquifer of various length, taking account of the «dynamic memory» of the aquifer, i.e. of its ability to feel fluctuations which occurred in the sea at certain instants preceding that considered.

Processing of barograph data consisted in the application of linear reduction to attenuate

```

0013      SOM = 0
0014      DO 5 K = 1, L
0015          T = L + 1
0016          TAUk = K
0017          TAUk 1 = K - 1
0018          TAUl = L
0019      5  SOM = SOM + H (K)+ (ERFC (PARAM+ SQRT (1./(T - TAUk 1))) - ERFC (PARAM+ SQRT (1./(T - TAUk) )))
0020      SOM = SOM + H (L + 1)+ ERFC (PARAM+ SQRT (1.(T - TAUl)))
0021      4  WRITE (6, 6) L, SOM
0022      6  FORMAT (1H, 10X, 13, 2X, F15, 5)
0023      1  CONTINUE
0024      STOP
0025      END

```

the mean daily pressure values (Fig. 56). This is possible because a change in atmospheric pressure makes its mark immediately either on the sea, which induces the fluctuations in the groundwater surface, or on the groundwaters themselves.

As there is little variation in the daily rainfall figures recorded at stations in the area, it was considered reasonable to adopt the average of all the readings in the area as the daily rainfall value.

In the case of the water table (or piezometric) levels, too, the original data were those from the charts, and average daily levels were used.

5.3.3. Processing criteria

Fig. 57 shows how the groundwater-stage records were stripped of sea and pressure influences to arrive at the «uninfluenced» level in Well 15 AB during November and December 1966. The scale here is larger than that used on all the wells considered. The procedure is as follows:

A curve of sea level-trends, duly calculated and reduced, is superimposed on the groundwater stage chart, the form of the curve selected being as similar as possible to that of the groundwater record. The differences between the two lines are then determined graphically, after which it is possible to plot groundwater level trends stripped of any influence exerted by sea-level fluctuations.

Changes in barometric pressure make their mark on groundwater levels, an increase in pressure producing a decrease in level and vice versa. To strip the groundwater chart of the effect of pressure, a reduced pressure curve which, when turned over, most nearly resembles the trend of groundwater levels, is selected. Then, by simple subtraction, a curve showing groundwater levels «uninfluenced» by the effects of changes in sea level or atmospheric pressure is obtained.

5.3.4. Results obtained

Fig. 58 illustrates groundwater levels as recorded on the charts of all the wells considered and also those which have been processed to render them «uninfluenced» by sea-level fluctuations and changes in atmospheric pressure, while Table 3 lists the sea-level fluctuation attenuation and pressure attenuation values for the curves processed.

One of the main points which emerges from examination of the graphs is that the trends of the watertable or piezometric levels are generally simpler and more linear after processing, because of the disappearance of positive and negative peaks. This is especially evident in the case of the groundwater level trends for the autumn-winter period.

It is apparent from the processed curves that several wells have the same characteristic trends. This was not evident before processing, the similarity being masked by the superimposed effects of sea-level fluctuations and pressure changes. In this regard, the similarity in trends between wells 52 II S and 3K in March, 1 MCT and 1 VS in March and April, and 2 BS and 1 III S in October and November should be noted.

Although it would appear very likely, from the trend of «uninfluenced» levels in some areas, that hydrogeological behaviour must be similar, it was not possible to outline the area concerned with the necessary degree of accuracy, because of the small number of groundwater-stage stations available.

It is apparent that in almost all cases the fluctuations recorded on the charts are quite different from the «uninfluenced» trends, the average reduction in amplitude being around 40 percent, ranging from as little as 10 percent to as much as 63 percent. These reductions are very considerable in comparison with the recorded ranges in levels, which are between 18 and 107 cm.

The difference between the chart level ranges and those of the «uninfluenced» levels is marked, especially in the coastal strip, reaching a maximum of 38 cm in Well 1 III S, while farther inland the differences in range are less than 10 cm. This is as would be expected, since the influence of sea-level fluctuations on groundwater levels becomes increasingly more attenuated as the waves move into the land-mass.

Another fundamental aspect of the behaviour of the groundwater reservoir in the Salento Peninsula emerges from global examination of the level trends. With but few exceptions, the diagrams show that in the summer period groundwater levels are lower than during the remainder of the year, owing to massive withdrawals for irrigation.

The continuous, abundant rainfalls in the autumn-inter period, namely those capable of contributing to aquifer recharge, make their effect felt eventually with limited movement in groundwater levels. The pulsed response of the aquifer to particularly heavy rains, in whatever period these occur, can be seen from close examination of the diagrams, despite the scale adopted.

What might be defined as unusual trends in «uninfluenced» levels are to be noted in some wells, particularly 1 MCT and 1 VS, where an average lowering of around 50 cm was recorded in summer, while in Wells 51 II S and 11 RFOT there was a continuous, steady drop in the level of the water table.

In the area where the first group of two wells are located, there are thick clay deposits which run to more than 100 m below sea level, hindering the seaward outflow of the groundwaters. The last two instead, tap a shallow groundwater reservoir contained in calcarenites that

are reasonably permeable through fissuring. The groundwaters here are probably in communication with those in the deep limestone aquifer.

The processing that has been performed shows that the influence of fluctuations induced by the sea is not felt in the area of Wells 53 II S and 25 RFBR, and so the only influence there is that attributable to variations in atmospheric pressure. In this area the seaward flow of the waters from the deep aquifer is blocked by an extensive impermeable Mio-Plio-Quaternary formation.

The great importance of the proposed methodology lies in the fact that the trend of « un-influenced » levels may indicate the possible « uninfluenced » average trend of the interface as a result of recharge and outflow only.

Since the fresh groundwaters float on the seawaters which intrude the land-mass, it is only feasible to make wide use of « uninfluenced » levels in the study of hydrogeological problems if account is taken of the position of the interface, as this can be considered as a well defined basal surface which varies as a function of hydrostatic head.

Application of this procedure over a sufficient length of time, facilitates the evaluation of the real variations in the thickness of aquifer occupied by fresh groundwaters and hence, the variations in the volume of water involved (provided other hydrological parameters such as porosity, permeability, diffusivity, etc., are known).

5.4. Influence of seawater on groundwaters

5.4.1. General

Investigations performed to determine the distribution of salinity near the surface of the groundwaters and at depth are of fundamental importance because of their inherent scientific interest and also because of the valuable information they supply for deciding on the proper way of operating boreholes and other structures for tapping these waters without upsetting the natural balance which exists between them and the intruding seawaters [5, 6, 7, 8, 9, 10, 20].

The term « fresh groundwaters » used here covers not only the fairly soft waters which meet generally accepted standards as being fit for drinking, but also those whose salinity is less than 2 g/l and which are used widely to irrigate crops and to supply the needs of industry. Many Apulian groundwaters are of this kind, and in some areas where there is nothing better, they are even used for domestic consumption, sometimes mixed with softer waters, if these happen to be available.

In areas right on the shore, the term « groundwater » is used also when referring to waters which are really brackish, having up to 4 and sometimes as much as 5 g/l total dissolved solids (TDS) [7], owing to strong turbulence near the coastal interface.

The use of observation wells completed in the intruding seawaters has proved very helpful for investigations on the interface and salinity. In these it is possible to study the vertical changes in the position of the zone of diffusion and the variations in groundwater salinity as a result of rainwater recharge on the one hand and withdrawals and outflows on the other.

Fig. 59 is a schematic horizontal geological section of the Salento Peninsula at sea-level, illustrating the position of the observation wells used for these investigations. Fig. 60 gives the borehole logs and indicates the type of completion adopted.

5.4.2. Saline stratification of the groundwaters

The salinity of the deep aquifer groundwaters, at depths measured from the water table or piezometric surface, varies with distance from the coast. The highest salinity values encountered near the sea are around 3 to 4 g/l, even when the groundwater reservoir is of considerable thickness owing to the presence of impermeable cover which ensures confined conditions (e.g. in the Chidro Spring area). The salinity at the surface of the groundwaters in the central part of the Salento Peninsula is reasonably low (around 0.3 g/l) but this increases steadily with depth, until it is around 3 g/l at the top of the zone of diffusion.

Studies on the chemical composition of the rainwaters which recharge the aquifer (see Chapter 6) show that their salinity — which depends on the distance from the sea and on the ground elevation — can vary from a minimum of 0.06 to a maximum of 0.6 g/l. It is therefore very evident that the higher salinities of the groundwaters are largely attributable to the influence of the intruding seawaters.

Fig. 61 illustrates the change of salinity with depth in the observation wells. In order to eliminate the influence of variations in groundwater levels (caused by the inflow of rainwaters, outflows to the sea and withdrawals, as well as the direct and indirect effect of atmospheric pressure and — in the areas along the coast — periodic and aperiodic fluctuations in sea levels) on the depth values to which the salinity measurements refer, the level of the water-table (or piezometric surface) of the groundwaters in the well at the time of the measurements is taken as the depth-scale datum.

It is apparent from the diagrams that the salinity of the column of water in all the wells

is virtually constant from the groundwater surface to the top of the zone of diffusion, after which there is a rapid increase with depth.

Likewise, in the case of the temperature logging performed at the same time as the resistivity measurements, there is a more or less marked increase in water temperature with depth, in the zone of diffusion. Thus, while there is a lack of thermal equilibrium between the generally mobile groundwaters and the aquifer, this is not so in the case of the intruding seawaters, which are practically stationary.

The Fig. 61 diagrams also indicate the relationship between the thickness of the zone of diffusion and distance from the sea. In the observation wells located near the coast the groundwater-seawater transition is very abrupt, and the zone of diffusion is only a few metres thick, whether the seaward outflow of the groundwaters is completely unimpeded (Wells SI 1 and SI 3) or whether it is hindered by impermeable formations (Wells CH 1 and CH 2). On the other hand, in the observation wells located inland, the transition from the groundwaters to the seawaters occurs gradually and the zone of diffusion is several dozen metres thick (Wells CS, MS and SR).

It is also interesting to note that the ratio of the depth h of the interface compared with sea level, and the height t of the groundwater surface above sea level ranges from a minimum of 37 (SI 1) to a maximum of 54 (SI 3) if the top of the zone of diffusion is considered, and 42 (CH 1) and 88 (SI 3) if the bottom is considered instead. This compares with the figure of 33 which should apply according to the Ghyben-Herzberg law (assuming groundwater density to be 1.00 and seawater density to be 1.03).

5.4.3. Vertical movements of zone of diffusion and variation in thickness thereof as a result of rainfall

It is apparent from the studies conducted on the fluctuations of the static level in wells tapping the deep aquifer that simple measurement of these does not constitute a suitable way of estimating the amount of recharge or the outflows which occur. This is because the changes in groundwater levels caused by the direct and indirect effect of variations in atmospheric pressure and by periodic and aperiodic fluctuations in sea level mask those actually caused by recharge and outflow. Furthermore, these events make themselves felt not only by changes in the level of the water table (or piezometric surface) but more particularly by fluctuations of the interface. In other words, the magnitude of recharge and outflows is given by the variation in the thickness of the groundwaters measured from the level of the water table (or piezometric surface) to the top of the zone of diffusion.

Fig. 62 illustrates the trend of the top of the zone of diffusion in some observation wells from September 1968 to October 1970. The MS (Mesagne) well is not included, because up to the end of 1970 the effects of the drilling were still being felt, nor is the TA (Taranto) well, because it had only just been completed.

It is apparent from a comparison of the diagrams for the various observation wells that there is also a relationship between the amplitude of the fluctuations and distance from the coast, the further the distance inland the greater the fluctuations.

Inspection of the histograms for the mean monthly rainfall at the eleven most representative stations in the Peninsula, shows that there is a relationship between the alternation of dry and wet periods and the fluctuations of the interface. There is sometimes a lag of as much as three months between the inflow of rainfall of some magnitude and the lowering of the top of the zone of diffusion.

Movements of the top of the zone of diffusion are not accompanied by shifts of equal magnitude throughout the zone. Fig. 63 illustrates the vertical movements of some points of the interface recorded at three-monthly intervals between October 1970 and March 1972 in several observation wells, including MS and TA. The histograms of mean rainfall at eleven stations of the Hydrographic Service during the same period are also included for reference.

Above the top value shown on each diagram, the salinity of the column of water in each well stays virtually constant and close to the value indicated.

It is apparent from the diagrams that the fluctuations of the bottom of the zone of diffusion are far greater than those at the top. This means that the zone of diffusion expands and contracts with time.

It is also important to note that, at least where the inland wells are concerned, the variation in static level amounts to only a few centimetres, while the variations of the top of the zone of diffusion, and more particularly of the bottom thereof, are of the order of one metre. It is therefore evident that the effects of recharge and outflow which occur are felt in the groundwater reservoir mainly as variations in the elevation and the thickness of the interface.

It is also interesting to observe that generally in the inland wells (except MS) the stretch of interface having a salinity of between 30 and 40 g/l is longer than the stretches between the top and the 10 g/l mark, between the 10 and 20 g/l marks and between the 20 and 30 g/l marks. This situation is also encountered in a coastal well, CH2, where the aquifer is confined, but the phenomenon appears to be less marked in the case of CH 1, because of the limited thickness of the zone of diffusion and the presence of the Chidro Spring in the immediate vicinity, draining away the waters from the deep aquifer.

Examination of the hydraulic head of the groundwaters (i.e. the static level in each well at various times shows that at least in the innermost parts of the Peninsula where the influence of fluctuations in sea level on the groundwater levels is smaller, indeed, negligible — an increase in

head produces a contraction in the zone of diffusion, while a decrease results in expansion. This would also appear to occur in the case of wells nearer the coast. However, here account must be taken of the more marked influence which fluctuations in sea levels exert on groundwater levels, distribution of salt content with depth, and the elevations of the zone of diffusion.

Correlations made with rainfall data show that the effects of intense rains concentrated in a limited period do not appear to make themselves manifest in the zone of diffusion, but those of long periods of rainfall seem to be felt after a lag of about three months.

The same phenomena are also encountered in the zone of diffusion of coastal wells SI 1 and SI 3, but here it ensues that fluctuations in sea level cause rapid changes in salinity.

Fig. 64 illustrates the salinity readings at three depths in Well SI 1. The salinity meters, connected to a recorder, were installed 29.50, 31.75 and 32.75 m below well mouth, namely in the zone of diffusion. A stage-recorder was in operation on the well at the same time, while a record was also kept of tidal movements in the sea in the vicinity.

It is readily apparent from the diagrams that in Well SI 1 fluctuations in sea level are reflected by attenuated fluctuations in groundwater levels, as well as variations in salinity at the three points monitored, the magnitude of which increases going downwards. These variations are generally broadly synchronous with the variations in sea level.

Other observations, based on measurements of velocity of groundwater flow and on the natural isotope content indicate that in the S. Isidoro area seawater movement beneath the land-mass in a coastal strip a limited extent occurs in a manner which has yet to be clarified. In particular, data on the age of the seawater present in the wells show this to be of the same order as that of the waters of the Ionian Sea.

References

- [1] BAER M.: « The Influence of Sea Level Fluctuations on the Piezometric Groundwater in a Confined Coastal Aquifer ». *State of Israel, Hydrological Service, Hydrological Paper n. 10*, (1964).
- [2] CARSLAW H. S., JAEGER J. C.: « Conduction of heat in solids ». *Clarendon Press, Oxford*, (1967).
- [3] CASTANY G.: « *Traité pratique des eaux souterraines* ». *Dunod, Parigi*, (1967).
- [4] COOPER H. H.: « A hypothesis concerning the dynamic balance of fresh water and salt water in a coastal aquifer ». *J. Geophys. Research*, vol. LXIV n. 4, (1959).
- [5] COTECCHIA V.: « Influenza dell'acqua marina sulle falde acquifere in zone costiere, con particolare riferimento alle ricerche d'acqua sotterranea in Puglia ». *Geotecnica*, n. 2, n. 3, (1955).
- [6] COTECCHIA V.: « Sullo stato delle conoscenze del fenomeno dell'influenza marina sulle falde acquifere ». *Atti del "Convegno sul problema delle acque in Italia", organizzato dalla FAST*, (1955).
- [7] COTECCHIA V.: « Sulle caratteristiche delle sorgenti e sulle modalità di rinvenimento della falda profonda nella Penisola Salentina in rapporto alla struttura dei calcari cretatici della regione ». *Ann. Fac. Univ. Bari*, vol. II, (1955-56).
- [8] COTECCHIA V.: « Sviluppi della teoria di Ghyben ed Herzberg nello studio idrogeologico dell'alimentazione e dell'impiego delle falde acquifere, con riferimento a quella profonda delle Murge e del Salento ». *Geotecnica*, a. 5, n. 6 (1958).
- [9] COTECCHIA V.: « Geohydrological aspects of the Cretaceous limestone aquifer in Apulia, and their bearing on the practical avoidance of sea water contamination in extraction from wells and springs ». *Quad. di Geof. app.* 24, (1963).
- [10] COTECCHIA V., MAGRI G.: « Idrogeologia del Gargano ». *Geol. Appl. e Idrogeol.* vol. I, Bari, (1966).
- [11] DEGALLIER R.: « Contact eau douce eau salée ». *Chronique d'Hydrogéologie*, n. 1, (1963).
- [12] FERRIS J. G.: « Cyclic fluctuations of water level as a basis for determining aquifer transmissibility ». *A. I. H. S., pubbl.* n. 33, (1951).
- [13] GARNER J. C., CLARION C.: « Transmission des ondes de crue du Verdon a travers le Massif d'Appui rive droite du future barrage de Sainte Croix ». *La Houille Blanche*, vol. 1, (1967).
- [14] JACOB C. E.: « Engineering Hydraulics ». *Proceedings of the Fourth Hydraulics Conference, Iowa Institute of Hydraulic Research, (June 12-14-1949); J. Wiley & Sons, Inc.*
- [15] JACOB C. E.: « Flow of ground water, in engineering hydraulics ». *New York, John Wiley and Sons*, (1950).
- [16] LEPSCHY A., RUBERTI A.: « Lezioni di controlli automatici ». *Ed. Siderea, Roma*, (1967).
- [17] MICHE R.: « Recherches théoriques sur les écoulements de filtration non permanents ». *L'Hydraulique Souterraine C.R. des Sixième Journées de l'Hydraulique, La Houille Blanche*, 1, (1960).
- [18] MONGELLI F., REINA C.: « Primi studi idrogeologici e geofisici per la determinazione indiretta della velocità di filtrazione delle acque sotterranee nei calcari del Cretacico pugliese ». *Boll. di Geofisica Teorica ed Applicata*, 4, 53-93, (1962).
- [19] MUSKAT M.: « The flow of homogeneous fluids through porous media ». *Mc Graw Hill Book Co., New York*, (1937).
- [20] ORABONA E., COTECCHIA V.: « La stratificazione alina nelle falde con superfici di fondo rappresentate dall'acqua marina e precisazioni sul comportamento idraulico dei pozzi relativi a siffatte falde ». *Ingegneria Sanitaria*, 1, (1959).
- [21] SCHNEEBELI G.: « *Hydraulique souterraine* ». *Ed. Eyrolles, Parigi*, (1966).

Table 13 — Chemical composition of waters taken from boreholes shown in Fig. 78.

Table 14 — Chemical analyses of rocks and classification according to A. Carozzi.

Table 15 — Chemical analysis of water samples from boreholes and from the channels carrying the Idume Spring waters to the sea.

Table 16 — Air temperature in boreholes. The first number below the well symbol indicates the elevation of the well-head, the second (in italics) that of the groundwater surface; the last temperature value (in heavy type) for each well is that of the water at the surface of the groundwaters.

Table 17 — Air temperature in dug wells. The first number below the well symbol indicates the elevation of the well-head, the second (in italics) that of the groundwater surface, the third the depth of the well; the last temperature value (in heavy type) for each well is that of the water at the surface of the groundwaters.

Table 18 — Groundwater temperatures in boreholes measured periodically every two or three months from July 1967 to December 1968.

Table 19 — Water temperature at surface of groundwaters measured systematically every two or three months in dug wells from May 1967 to September 1969. When working out the mean temperatures (used together with the data from Tables 18 and 20 to plot the average isotherms at the surface of the groundwaters in Fig. 138) those minimum values which do not follow the pattern of periodic annual variation (in italics) were ignored.

Table 20 — Water temperature in boreholes measured at various times. The number below the well symbol indicates the elevation of the well-head, the second (in italics) the elevation of the groundwater surface.

Table 21 — Chemical and isotope composition of Salento Peninsula groundwaters.

Table 22 — Chemical and isotope composition of Gargano groundwaters.

Appendixes

- I Salinity and chlorinity measurements in Salento Peninsula boreholes
- II Salinity and chlorinity measurements in Salento Peninsula dug wells
- III Complete chemical analysis of waters from wells, subaerial springs, subaqueous springs and channels of Salento Peninsula, and of seawaters
- IV Idume springs area: chloride ion content (g/l) at static level
- V In situ determinations of free CO₂, pH and HCO₃⁻ and CO₃²⁻ ions
- VI Radon content (10⁻¹⁰ Ci/l) of well and spring waters
- VII Average monthly chemical composition at eleven rain gauging stations
- VIII Average six-monthly chemical composition of rainfall at Bari Lab, Bari S.I. and Noci monitoring stations
- IX Average monthly chemical composition of dry fallout at Bari Lab, Bari S.I. and Noci monitoring stations
- X Monthly rainfall (in mm)
- XI Monthly atmospheric parameters at Bari Lab, Bari S.I. and Noci monitoring stations
- XII Average six-monthly atmospheric parameters at Bari Lab, Bari S.I. and Noci monitoring stations
- XIII Stages in Chidro and Boraco channels in 1969, 1970, 1971 and 1973
- XIV Discharge and stage measurements in Chidro and Boraco channels
- XV Discharge measurements in hand-dug wells in the Idume springs area, with data on temperature, salinity chloride ion and radon content
- XVI Discharge measurements at Gargano springs and meteoric precipitation in 1969, 1970 and 1971
- XVII Correlations between fluctuations in groundwater levels in wells of the Irrigation Authority's Groundwater Stage Network and rainfall recorded by the Hydrographic Service (Bari Autonomous Section)

fer; Stippled: Mio-Plio-Quaternary formations (calcarenes and/or clays), usually slightly permeable or virtually impermeable; s.f.: water table or piezometric surface; broken lines: isotherms ($^{\circ}\text{C}$); M.A.: Adriatic Sea; M.I.: Ionian Sea.

Fig. 147 — Schematic sections through the Salento Peninsula, showing thickness and extent of fresh and brackish groundwaters at the present time (bottom) and at the climax of the last retreat of the sea (top).

Fig. 148 — Location of wells and springs and schematic sections showing isotope data (M. I. Ionian Sea; M. A. Adriatic Sea; a: Water table or piezometric surface; b: Fresh or brackish groundwaters; c: Interface; d: Intruding seawaters).

Fig. 149 — Relation between Cl^- on the one hand and δO^{18} and δD on the other, of fresh and brackish groundwaters.

Fig. 150 — Relation between δO^{18} and δD values of fresh and brackish groundwaters in Salento Peninsula.

Fig. 151 — Relation between δO^{18} and δD values of seawaters (M. I.: Ionian Sea; M. A.: Adriatic Sea) and of intruding seawaters on the Ionian (Wells CH, SI 1 and SI 3) and Adriatic coasts (Wells C 5 and SR).

Fig. 152 — Relation between δO^{18} and δD values of fresh and brackish groundwaters in the Gargano (1: Deep aquifer; 2: Perched aquifer).

Fig. 153 — Relation between total carbonates (ΣC) and bicarbonate concentrations. (A: Fresh and brackish groundwaters; B: Intruding seawaters; 1: Adriatic and Ionian Seas; 2: Spring; 3: Well).

Fig. 154 — Relation between total carbonates (ΣC) and δC^{13} values. (A: Fresh and brackish groundwaters; B: Intruding seawaters; 1: Adriatic and Ionian Seas; 2: Spring; 3: Well).

Fig. 155 — Relation between Cl^- content and δC^{13} values. (A: Intruding seawaters; B: Brackish groundwaters; C: Fresh groundwaters; 1: Adriatic and Ionian Seas; 2: Spring; 3: Well).

Fig. 156 — Average monthly tritium content of rainwaters (in UT = Tritium Units) at eleven rain-gauge stations in Apulia. (1 Lucera; 2: S. Marco in Lamis; 3: Bosco Umbra; 4: Vieste; 5: Miner-vino Murge; 6: Noci; 7: S. Pietro in Bevagna; 8: Masseria Monteruga; 9: Novoli; 10: Masseria Cardami; 11: S. Cataldo).

Fig. 157 — Well SR: Variation of natural tritium content with depth.

Table 1 — Counts obtained on mixtures of Caposele spring water with Adriatic Sea water and differences in counts compared with Caposele water.

Table 2 — Counts per minute (cpm) obtained with various quantities of NaCl in Caposele water (0.016 g/l chloride ion) and differences in counts compared with Caposele water.

Table 3 — Attenuated sea-level and atmospheric-pressure values considered in the processing procedure adopted.

Table 4 — Chemical composition and characteristic ratios of annual rainfall collected at the eleven sampling stations shown in Fig. 65.

Table 5 — Chemical composition of monthly rainfall at the rain-gauge stations considered (May 1967-April 1968).

Table 6 — Average chemical composition and characteristic ratios of daily dry fallout sampled at the three monitoring stations.

Table 7 — Average chemical composition and characteristic ratios of rainwater sampled at the three monitoring stations.

Table 8 — Average six-monthly salt content of rainfall and dry fallout and the same expressed as a percentage of total salts deposited on the ground.

Table 9 — Chemical composition (meq/l) of infiltrating rainwaters.

Table 10 — Average chemical composition of recharge waters (Tot.) obtained by summing rain-water (P. L.) and dry fallout (P. S.) analyses.

Table 11 — Chemical composition (meq/l) of spring waters considered (see Fig. 65).

Table 12 — Chemical composition of spring waters considered.

Fig. 128 — Relationship between average specific discharge ($l/s \cdot m$) and radon content (10^{-10} Ci/l) of waters extracted during discharge tests of October 1969. Symbols same as in Fig. 129.

Fig. 129 — Areal distribution of pumped waterpoints and boundaries of areas with waters having a different relationship between average specific discharge ($l/s \cdot m$) and radon content (10^{-10} Ci/l).

Fig. 130 — Groundwater flow velocity (cm/day) measured at water table in dug wells tapping shallow aquifer.

Fig. 131 — Vertical currents (V_v), flow velocities (V_f), salinity (g/l), natural radioactivity (gamma log), radon content (Ci/l) and free CO_2 (mM/l) measured in Well C 5, located some 1400 m inland. The groundwater flow velocity was measured in the presence of vertical currents and, hence, is not the true value. The symbols used for the lithology are the same as in Fig. 107.

Fig. 132 — Well C 5: Measurement of direction of groundwater flow at depths of 33 m (A) and 75 m (B).

Fig. 133 — Natural radioactivity of aquifer (gamma log) and radon content of waters (Ci/l) at various depths in Wells E 4, C 1 and E 2.

Fig. 134 — Vertical descending current in groundwaters and natural radioactivity of aquifer in Well C 1, about 3 km inland. Here the hydraulic head of the groundwaters in the shallow aquifer is obviously greater than in those of the deep aquifer. The symbols used for the lithology are the same as in Fig. 107.

Fig. 135 — Schematic hydrogeological section of the area lying between 1.5 km (C 5) and 3 km (C 1) inland. A: Calcarenes with shallow aquifer B: Marly calcarenite level generally virtually impermeable; C: Limestones and dolomitic limestones with deep aquifer. The sketch demonstrates the relationships between intruding seawaters (1), deep-aquifer groundwaters (3) and aquifer groundwaters (3) and shallow-aquifer groundwaters (4); 2: Zone of diffusion; 5: Water table. Vertical scale is ten times greater than horizontal scale.

Fig. 136 — Air temperature trends in boreholes.

Fig. 137 — Typical seasonal trend of air temperature in boreholes.

Fig. 138 — Hydrogeological map of the central part of the Salento Peninsula. 1: Cretaceous limestones and dolomites, permeable through fissuring and karst phenomena, containing the deep aquifer; 2: Mio-Plio-Quaternary formations, slightly permeable through porosity (calcarenes) or practically impermeable (silt and clays), but permeable as regards aquifer recharge, since the waters run into the aquifer via sinkholes or via nearby Cretaceous outcrops; 3: Mio-Plio-Quaternary formations slightly permeable through porosity or practically impermeable, but completely impermeable as regards aquifer recharge. When permeable they contain small perched aquifers and if impermeable they collect and convey surface waters to the sea via natural runoff channels; 4: Mio-Plio-Quaternary formations slightly permeable, or practically impermeable, but entirely impermeable to aquifer recharge, covering Cretaceous limestones and dolomites lying below sea level, consequently these formations form a barrier to the free flow of groundwaters to the sea; 5: Boreholes in which water temperature measured; 6: Boreholes in which air temperatures measured; 7: Dug wells in which water temperatures measured; 8: Dug wells in which air temperatures measured; 9: Marine estavelles or groups of estavelles; 10: Springs or groups of springs; 11: Sinkholes carrying runoff into aquifer; 12: Line of groundwater divide in deep aquifer; 13: Water-table contours (in m above sea level); 14: Isotherms (in °C) at surface of groundwaters; 15: Main directions of groundwater flows; 16: Lines of sections shown in Fig. 146.

Fig. 139 — Air temperature trends in dug wells. Continuous line is for January, dotted line for July and broken line for November.

Fig. 140 — Temperatures at surface of groundwaters in boreholes.

Fig. 141 — Temperatures at surface of groundwaters in dug wells.

Fig. 142 — Water temperatures down boreholes (fine stippling: sands; broken lines: clays; coarse stippling: calcarenites; rectangles: limestones and dolomites).

Fig. 143 — Comparison of vertical distribution of temperatures in the earth (a) and in the sea (b).

Fig. 144 — Trend of heat-flow lines in ideal case of a shallow sea with a flat bottom, with a constant temperature of 1°C above that of the land (ignoring the geothermal gradient).

Fig. 145 — Mean groundwater isotherm along a section at right angles to the shore in the S. Isidoro area (5 km SSE of Porto Cesareo; Fig. 138), indicating a flow of heat from the sea to the land (s. f. water table; intfc: groundwater/intruding seawater interface).

Fig. 146 — Schematic geological sections showing trend of groundwater isotherms. Section lines are indicated in Fig. 138. In blank: Cretaceous limestones and dolomites containing the aquifer.

greyish, bedded, fissured dolomitic limestones, with extensive karst (Upper Cretaceous); 9: Boreholes; 10: Section lines.

Fig. 108 — Depth to top of calcareous bedrock. 1: Borehole location, symbol and depth to bedrock below IGM datum (in m); 2: Isobath.

Fig. 109 — Boreholes C1, C2 and C3: Lithologic log, well-completion, gamma log (natural radioactivity in cps) and static level; lithological symbols explained in Fig. 111.

Fig. 110 — Boreholes C4, C5 and E1: Lithologic log, well-completion, gamma log (cps) and static level; lithological symbols explained in Fig. 111.

Fig. 111 — Boreholes E2, E3, E4 and E5: Lithologic log, well-completion, gamma log and static level. 1: Highly fossiliferous yellowish calcarenites (Pleistocene); 2: Highly fossiliferous yellowish red calcarenites and calcirudites (Pliocene); 3: Whitish calcarenites and calcirudites in an advanced stage of diagenesis (Miocene); 4: Greyish limestones and dolomitic limestones, generally karstified, frequently grading laterally and vertically to calcarenites and calcirudites (Miocene); 5: Glauconitic-phosphatic calcarenites, frequently grading laterally to greenish, glauconitic dolomitic limestones, generally highly karstified (Miocene); 6: Compact, marly calcarenites, grey at top, straw yellow at bottom (Miocene); 7: Fine-grain, whitish limestones, greyish, bedded, fissured dolomitic limestones, with extensive karst (Upper Cretaceous).

Fig. 112 — Idume Springs: variation of discharge and salinity of waters as a result of variations in sea level measured in Canale Grande, Canale Rauccio and in the outflow channel. *a*: Measurements in Canale Grande; *b*: Measurements in Canale Rauccio; *c*: Measurements in outflow channel.

Fig. 113 — Water-table contours in October 1968. 1: Well location, with elevation of static level (m) related to mean sea level; 2: Water-table contour.

Fig. 114 — Water-table contours in January 1969. 1: Well location, with elevation of static level (m) related to mean sea level; 2: Water-table contour.

Fig. 115 — Water-table contours in April 1969. 1: Well location, with elevation of static level (m) related to mean sea level; 2: Water-table contour.

Fig. 116 — Water-table contours in October 1969. 1: Well location, with elevation of static level (m) related to mean sea level; 2: Water-table contour.

Fig. 117 — Isodiabases; 1: Well location, with communicability value; 2: Isodiabase; 3: Areas where communicability is poor (0.4).

Fig. 118 — Areal distribution of average specific yields obtained during pumping tests in October 1969. 1: Well location, with average specific yield in $l/s \cdot m$; 2: Areas with wells having average specific yields of less than $30 l/s \cdot m$; 3: Areas with wells having average specific yields of more than $30 l/s \cdot m$.

Fig. 119 — Chemical composition of groundwaters. 1: SR at depth of 30 m; 2: SR at 70 m; 3: SR at 150 m; 4: C5 at depth of 33 m; 5: C5 at 71 m; 6: E3 at depth of 10 m; 7: Main spring at Idume.

Fig. 120 — Groundwater flow velocity (in absence of vertical currents) and salinity in Well SR drilled in the Cretaceous limestones and dolomitic limestones some 5 km inland.

Fig. 121 — Distribution of chloride ions in groundwaters of shallow aquifer in March 1968. 1: Well location, with Cl^- concentration (g/l) at static level; 2: Chlorinity contour.

Fig. 122 — Distribution of chloride ions in groundwaters of shallow aquifer in April 1969. 1: Well location, with Cl^- concentration (g/l) at static level; 2: Chlorinity contour.

Fig. 123 — Distribution of chloride ions in groundwaters of shallow aquifer in October 1969. 1: Well location, with Cl^- concentration (g/l) at static level; 2: Chlorinity contour.

Fig. 124 — Effect of pumping on distribution of chloride ions in groundwaters of shallow aquifer. Values are for samples taken during initial stages of pumping. 1: Well location, with Cl^- concentration (g/l); 2: Chlorinity contour.

Fig. 125 — Effect of pumping on distribution of chloride ions in groundwaters of shallow aquifer. Values are for samples taken during final stages of pumping. 1: Well location, with Cl^- concentration (g/l); 2: Chlorinity contour.

Fig. 126 — Chloride ion concentrations in the waters of the « aisi » and channels draining the subaqueous springs, measured in February 1968. 1: « Aisi » location, with Cl^- concentration (g/l); 2: Spring location; 3: Main spring at Idume; 4: Sampling point in channels and Cl^- concentration (g/l); 5: Borehole.

Fig. 127 — Distribution of radon content ($10^{-10} Ci/l$) of shallow-aquifer groundwaters measured in dug wells (2), in « aisi » (3) and in the main spring at Idume; 1: Contours joining points having the same radon content.

natural radioactivity (cps = counts per second), radon content (10^{-10} Ci/l = Curies per litre) and free CO_2 (mM/l).

Fig. 89 — Well S1 1: Groundwater salinity (g/l), temperature ($^{\circ}\text{C}$), velocity (cm/day), natural radioactivity (cps), radon content (10^{-10} Ci/l) and free CO_2 (mM/l).

Fig. 90 — Chemical composition of groundwaters in the S. Isidoro area.

Fig. 91 — Location of Chidro Spring.

Fig. 92 — Geological map and sections of the Chidro Spring area (Taranto). 1: Coastal dunes and beaches; 2: Holocene alluvial and marsh deposits; 3: Tyrrhenian consolidated dune deposits; 4: Tyrrhenian calcarenites; 5: Calabrian clays, silty clays and sandy clays; 6: Calabrian bioclastic limestones and calcarenites; 7: Upper Cretaceous limestones and dolomitic limestones; 8: Faults (certain or probable); 9: Section lines; 10: Boreholes in deep aquifer; 11: Dug wells in shallow aquifer.

Fig. 93 — Highly-fractured Upper Cretaceous limestones.

Fig. 94 — Sinkhole in Upper Cretaceous limestones outcropping at Serre della Marina.

Fig. 95 — Stratigraphic contact between Calabrian clays and Tyrrhenian calcarenites and calcirudites: the sandier clays, containing pockets of powdery material (on left) give way to plastic clays (on right) proceeding seawards.

Fig. 96 — Effect of runoff waters on Tyrrhenian calcirudites.

Fig. 97 — Chemical analysis of groundwaters in the Chidro Spring area. On left: shallow aquifer groundwaters; on right: deep aquifer groundwaters. 1: Well S 1; 2: Well S 4; 3: Well S 3; 4: Masseria le Coturie well; 5: Well CH 1 at 145 m below g.l.; 6: Chidro Spring; 7: Well CH 1 at 118 m below g.l.; 8: Well CH 2 at 80 m below g.l.; 9: Well 3 K at 38 m below g.l.; 10: Well 0 1 at 35 m below g.l.

Fig. 98 — Hydraulic heads of groundwaters related to ground level, measured during the drilling of Well CH 1.

Fig. 99 — Average trend of the piezometric surface over five-year period (continuous line) and distribution of salinity (broken line) at the surface of the deep-aquifer groundwaters in the Chidro Spring area.

Fig. 100 — CH 1, drilled near Chidro Spring: Average values over five-year period of radon content (Ci/l), velocity (cm/g = cm/day), temperature ($^{\circ}\text{C}$), salt content (g/l) free CO_2 (mM/l) and natural radioactivity of rock (cps) in six cells. The hydraulic head of the groundwaters, related to ground level, is shown in the small diagram.

Fig. 101 — CH 2, drilled about 1 km east of Chidro Spring: Average values over five-year period of radon content (Ci/l), rising vertical current (cm/min), temperature ($^{\circ}\text{C}$), salt content (g/l) and natural radioactivity of rock (cps).

Fig. 102 — Schematic hydrogeological section through the Chidro Spring basin. Radon contents (10^{-10} Ci/l) indicated in circles and temperatures ($^{\circ}\text{C}$) in squares. 1. Upper Cretaceous limestones and dolomitic limestones; 2: Calabrian bioclastic limestones and calcarenites; 3: Calabrian clays and sandy clays; 4: Tyrrhenian calcarenites.

Fig. 103 — Average daily water stage (lines) and discharges (circles) in 1969, 1970 and 1971. The lower diagram also shows the average daily sea levels and rainfall during 1971.

Fig. 104 — Boraco Spring: Trend of daily stages in 1973 upstream (broken line) and downstream (continuous line) of weir, and discharge measurements made near springs (triangles) and downstream of weir (circles).

Fig. 105 — Schematic geological section through a « citro ». 1: Generally coarse, compact calcarenites, ranging from poorly to slightly permeable through porosity and fissuring (Tyrrhenian-Calabrian); 2: Clay and clayey marls with frequent sand interbeds, practically impermeable (Calabrian); 3: Fine, very compact calcarenites, not very permeable (Upper Pliocene); 4: Limestones and dolomitic limestones, very permeable through fissuring and karstification (Senonian-Turonian).

Fig. 106 — Trend of piezometric surface of deep-aquifer groundwaters in Taranto area. 1: Wells; 2: Piezometric contours; 3: Springs investigated; 4: Known springs.

Fig. 107 — Geological map and sections of the Idume Springs area (Lecce). 1. Coastal dunes and beaches; 2: Recent sands and marsh silts; 3: Highly fossiliferous yellowish calcarenites (Pleistocene); 4: Highly fossiliferous yellowish red calcarenites and calcirudites (Pliocene); 5: Whitish calcarenites and calcirudites in an advanced stage of diagenesis (Miocene); 6. Greyish dolomitic limestones, generally karstified, frequently grading laterally and vertically to calcarenites and calcirudites, and glauconitic-phosphatic calcarenites (key horizon - m_4) (Miocene); 7: Compact, marly calcarenites, grey at top, straw yellow at bottom (Miocene); 8: Fine-grain, whitish limestones,

Fig. 70 — Semilog diagrams showing average chemical composition of dry fallout at the three monitoring stations in the Autumn-Winter periods (I) and the Spring-Summer periods (II) of the sampling years May 1969 - April 1970 (1) and May 1970 - April 1971 (2).

Fig. 71 — Semilog diagram showing average six-monthly chemical composition of rainfall (a) and dry fallout (b) in the autumn-winter periods (1) and spring-summer periods (2) for the three monitoring stations.

Fig. 72 — Semilog diagram showing average chemical composition of infiltrating rainwaters (1) and of spring waters uncontaminated by intruding seawaters (2).

Fig. 73 — Semilog diagram showing the average chemical composition of spring waters uncontaminated by intruding seawater (1) and of recharge waters (2) obtained by summing rainwater (2 a) and dry fallout (2 b) analyses.

Fig. 74 — Extent of shallow aquifers in silty sands, sometimes lightly cemented, underlain by blue clays (Calabrian). (1: Extent of aquifer; 2: Area investigated; 3: Location of natural sinkholes).

Fig. 75 — Sketch illustrating the situation of the shallow aquifers in the sands. (1: Somewhat silty sands, sometimes lightly cemented, endowed with some primary permeability; 2: Virtually impermeable blue clays; 3: Limestones and dolomites, permeable through fissuring and karstification; 4: Water table of shallow aquifer; 5: Water table or piezometric surface of deep aquifer).

Fig. 76 — Distribution of chloride ions in groundwaters of shallow aquifer in the Leverano-Veglie-Carmiano area. (1: Cl^- up to 0.2 g/l; 2: Cl^- 0.2—1.0 g/l; 3: Cl^- over 1.0 g/l; 4: Location of dug wells sampled to ascertain Cl^- content).

Fig. 77 — Semilog diagram showing chemical composition of waters sampled in area investigated (31: Chemical analysis of one sample of water taken from silty sand aquifer; C: Average chemical analysis of three samples of water taken from the calcarenite aquifer).

Fig. 78 — Location of boreholes sampled for complete chemical analysis of waters.

Fig. 79 — Semilog diagram showing average chemical compositions of groundwaters and of intruding seawaters listed in Table 13.

Fig. 80 — Schematic cross-section through the Peninsula showing the chemical composition of the groundwaters, with reference to the Fig. 79 curves.

Fig. 81 — Permeability of formations and location of springs on the Ionian coast of the Salento Peninsula between Maruggio and the Cape of S. Maria di Leuca. 1: Ground which is very permeable through fissuring and karstification; 2: Ground which is averagely to slightly permeable through fissuring and porosity; 3: Ground which is virtually impermeable; subaerial springs or groups of springs with discharge of over 200 l/s (4), between 20 and 200 l/s (5), and below 20 l/s (6); coastal springs or groups of springs with discharge of over 200 l/s (7), between 20 and 200 l/s (8), and below 20 l/s (9); 10: Submarine springs and estavelles.

Fig. 82 — Temperatures measured at and near Estavelles 17, 19 and 21 (see Fig. 81); continuous line shows temperature at mouth, while dotted line is that of the surrounding seawaters.

Fig. 83 — Vortex of estavelle acting as sinkhole, as demonstrated by fluorescein tracer. The diameter of the marked area is about 60 cm.

Fig. 84 — Variations of chlorine content (g/l) and temperature ($^{\circ}\text{C}$) of the waters due to tidal movement (cm) measured at the mouth of Estavelle 21 (see Fig. 81) using a neutron probe and electric thermometer at 12-hour intervals (h). The chlorinity and temperature variations clearly indicate when the estavelle is acting as a spring (A) and as a sinkhole (C), and when it is in a phase of transition (B).

Fig. 85 — Geological map of S. Isidoro area. 1: Holocene beach deposits; 2: Pleistocene calcarenites and calcirudites; 3: Upper Cretaceous limestones and dolomitic limestones; 4: Borehole; 5: Tide gauge.

Fig. 86 — Average trend of groundwater table over five-year period (broken line) and distribution of salinity (g/l) (continuous line) at the surface of the deep-aquifer groundwaters in the Porto Cesareo-Leverano area.

Fig. 87 — Horizontal geological section at sea level, which is virtually the same as that of the water table. Trend of isodiabases (or lines of equal propagation P). 1: Upper Pleistocene reef limestone (not very permeable); 2: Upper Cretaceous limestones, dolomitic limestones and dolomites (permeable through fissuring and karst phenomena); 3: Location of tide gauge; 4: Dug wells; 5: Boreholes; 6: Marine estavelles or groups of estavelles; 7, 8 & 9: Springs or groups of springs (7: With discharge of less than 20 l/s; 8 Discharge 20-200 l/s; 9: Discharge of over 200 l/s); 10: Isodiabases.

Fig. 88 — Well SI3: Groundwater salinity (g/l), temperature ($^{\circ}\text{C}$), velocity (cm/g = cm/day),

Fig. 52 — Fluctuations in the level of the deep-aquifer groundwaters (in cm, continuous line), recorded between January and April 1966 at groundwater-stage stations on the Salento Peninsula, compared with the aperiodic fluctuations of the sea level (in cm, dotted line) and the variations in atmospheric pressure (in mm Hg, broken line). The diagrams are presented in order of increasing distance of the stations from the sea. Station location is shown in Fig. 50.

Fig. 53 — Pulsed response $p(t)$ versus time t , for some attenuation values A . When a pulsed fluctuation which occurs at time $t = 0$ in the sea is recorded at a given point in the groundwater reservoir, there is a certain amount of lag and distortion which increases as attenuation A increases in the stretch between the waterpoint and the sea.

Fig. 54 — Example of how attenuation A is determined. The dotted line indicates the fluctuations of the Ionian Sea as recorded at Porto Cesareo tide gauge (see Fig. 87) between 1 and 4 July 1969. Continuous lines show five of the fourteen curves calculated (number reduced for clarity) by introducing various attenuation values A (0.2, 0.5, 1.0, 1.5 and 2.0) in Eq. 7. The dashed line illustrates the fluctuations in groundwater level recorded during the same period in Well N° 3 (see Fig. 87). This line approximates well to the curve for $A = (1.0 \text{ hour})^{1/2}$.

Fig. 55 — Mean sea-level trends (upper diagram) and series of attenuated fluctuation curves. Measurements for 1966.

Fig. 56 — Mean pressure trends (upper diagram) and series of attenuated curves. Measurements for 1966.

Fig. 57 — Example of processing procedure adopted. I: Original sea-level trends (continuous line) and attenuated fluctuation curve considered (dotted line); II: Original atmospheric pressure trends (continuous line) and attenuated pressure curve considered (dotted line); III: Trend of groundwater level fluctuations recorded in Well 15 AB (continuous line) and of attenuated sea levels; IV: Trend of differences (continuous line) between the two curves in Diagram III, with the attenuated pressure curve superimposed (dotted line); V: Trend of groundwater levels obtained by eliminating the pressure effect by graphical methods. Measurements for 1966.

Fig. 58 — Recorded levels (dotted line) and «uninfluenced» levels (continuous line) of groundwaters in wells of groundwater-stage network. Mean sea level (*), mean atmospheric pressure (**), and mean rainfall (***) are also shown. Measurements for 1966.

Fig. 59 — Position of observation wells. For legend, see Fig. 50.

Fig. 60 — Logs of observation wells plotted in Fig. 59. Type of completion also indicated.

Fig. 61 — Change in mean salinity (g/l) with depth (m) below the water table or piezometric surface in the observation wells shown in Fig. 59.

Fig. 62 — Fluctuation of the top of the zone of diffusion starting from September 1968. Depths (m) measured below water table or piezometric surface. Total monthly rainfall (mm) shown in histogram form. Well symbol marked on each line (see Fig. 59).

Fig. 63 — Vertical movements of zone of diffusion in observation wells (Fig. 59). Depths (m) measured below static level. The centre of the unbroken line gives the day the measurement was taken. Histograms show monthly rainfall (mm).

Fig. 64 — Correlation of fluctuations in level of Ionian Sea (cm) and groundwater surface (Upper diagram: sea-levels shown as continuous line and groundwater levels as dotted line), and variations in salinity (g/l) at three depths in Well SI 1 (indicated with triangle in upper-right diagram).

Fig. 65 — Location of sampling stations for rainwater (I) (1: Vieste; 2: S. Cataldo Bonifica; 3: S. Pietro in Bevagna; 4: Masseria Cardami; 5: Masseria Monteruga; 6: Bosco Umbra; 7: Novali; 8: Noci; 9: S. Marco in Lamis; 10: Minervino Murge; 11: Lucera), springwaters (II) (A: Montalieri; B: Plinio; C: Tre Fontane; D: Canneto) and dry fallout (III) (S1: Bari S.I., S2: Bari Lab.; S3: Noci).

Fig. 66 — Average chemical composition of annual rainfall at sampling stations less than 7 km from sea (Curve 1 in semilog diagram) at those over 7 km from sea (Curve 2), at below 400 m (Curve 3) and above 400 m (Curve 4). Histograms show average distance from sea (D, km) elevations (Q, m) and rainfall (P, mm) of the groups of stations to which the four curves refer.

Fig. 67 — Semilog diagram showing average chemical composition of rainwaters in the six-month period from May to October 1967 (1) and from November 1967 to April 1968 (2).

Fig. 68 — Semilog diagram showing average chemical composition of annual dry fallout at the three monitoring stations (a Bari S.I.; b: Bari Lab.; c: Noci).

Fig. 69 — Diagrams showing relations between atmospheric parameters expressed as six-monthly averages (rainfall, mm; atmospheric pressure, mm Hg; temperature, °C; relative humidity, %; average wind velocity, km/h; wind direction) and average six-monthly ionic concentrations of dry fallout during the sampling periods between May 1969 and April 1971 (A: May 1969 - October 1969; B: November 1969 - April 1970; C: May 1970 - October 1970; D: November 1970 - April 1971).

cables for scintillation counter; 2: Motor; 3: SPP3 ratemeter; 4: ETP3 recorder; 5: Tripod with cable metrage measuring device; 6: Pulse generator which synchronizes the uncoiling of the cable with the movement of the recorder chart).

Fig. 35 — Tracer injection equipment for boreholes. On the left, a mechanical device for syringe control (A) and an electromagnetically-controlled syringe (B); in centre, bottle for frontal injection of tracer closed (C) and open (D); on right, bottle for cylindrical injection of tracer closed (E) and open (F) (1: Messengers; 2: Steel cables; 3: Rubber grummets; 4: Power cable; 5: Release device; 6: Solenoid; 7: Releasing pin; 8: Device for control of upper sealing discs; 9: Rubber rings; 10: Tracer; 11: Lead shield; 12: Tracer diffuser; 13: Lower sealing discs).

Fig. 36 — Water sampling equipment for boreholes. From left to right, mechanically-controlled syringe (A), mechanically-controlled bottle (B), PVC bottle with messenger-controlled valve (C) and PVC bottle with air-controlled valve (D) (1: Messengers; 2: Steel cables; 3: Compressed air line; 4: Release devices; 5: Spring for closing upper disc; 6: Air ram; 7: Spring for opening and closing valve; 8: Valves; 9: Rubber rings; 10: Release pin; 11: Collar for altering rod length; 12: Syringe control spring; 13: Spring for closing upper disc; 14: Glass syringe).

Fig. 37 — PVC bottle with valve controlled by two messengers for sampling borehole waters (1: Messengers; 2: Release device; 3: Housing for valve opening and closing spring; 4: Release piston; 5: Stops for valve closed, open, closed positions; 6: Cams to raise release piston; 7: Valve; 8: PVC container).

Fig. 38 — Comparison of experimental curve (continuous line) and theoretical curve (broken line) for radon fixed on carbon (activity in cpm) versus time in hours (h).

Fig. 39 — Percentage of radon fixed at saturation on carbon versus time in hours (h).

Fig. 40 — Apparatus for filtering water through activated carbon.

Fig. 41 — Calibration curve for measurement of radon fixed on activated carbon.

Fig. 42 — Apparatus for extracting carbon from bicarbonates, carbonates and free carbon dioxide in water (1: 50-litre plastic bottle containing water to be treated; 2: Silica gel driers with indicator; 3: Peristaltic pump; 4: 0.5-litre bottle containing NaOH).

Fig. 43 — Neutron probe calibration curves obtained using various concentrations of $\text{NaBO}_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$ (a), $\text{Cd}(\text{NO}_3)_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ (b), $3\text{CdSO}_4 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$ (c) and $\text{CdCl}_2 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ (d).

Fig. 44 — Dry unit weight (γ_s), natural water content (w) and porosity (n) of samples of dolomitic limestone from Torre Inserraglio (Lecce) determined in situ by radioisotope probes, compared with porosities determined in the laboratory (n_c).

Fig. 45 — Some views of the Torre Inserraglio Limestones (Cretaceous) involved in the neutron-probe measurements reported in Fig. 44.

Fig. 46 — Wet weight (γ_w) and water content (w) of Bari Limestones determined by radioisotope probes.

Fig. 47 — Arrangement of equipment for neutron-probe measurements of chlorine content of borehole waters; on right, diagram of neutron probe illustrating neutron slow-down and scattering (1: Scaler; 2: Perforated casing; 3: Centring device; 4: Probe; 5: Pulse preamplifier; 6: Boron trifluoride counter; 7: Atoms; 8: Neutrons; 9: Lead shield; 10: Am-Be source).

Fig. 48 — Neutron probe calibration curve for measuring chloride ion content of waters. The probe was calibrated by mixing fresh water of known chemical composition with seawater and with sodium chloride, respectively. Note the good agreement.

Fig. 49 — Apparatus for in-situ measurement of soil density (unit weight). (1: Neutron probe; 2: Paraffin shield; 3: Scaler; 4: Drum and power cable for probe).

Fig. 50 — Horizontal geological section of Salento Peninsula at sea level, showing location of wells forming part of the groundwater-stage measuring stations considered. 1) Clays, sandy clays and silty clays — PLEISTOCENE — Practically impermeable. 2) Massive compact calcarenites, generally with tufaceous structure subordinately, soft calcarenites and calcareous coarse sand — PLEISTOCENE & PLIOCENE — Not very permeable through natural porosity and only occasionally permeable owing to fissures enlarged by karst solution phenomena. 3) Calcarenites, compact organogenic limestones, massive or irregularly stratified in thick beds — PLIOCENE & MIOCENE — Permeable through karstification. 4) Marly calcarenites, soft limestones, massive or irregularly stratified («Lecce Stone») — MIOCENE — Practically impermeable or only occasionally permeable through fissuring. 5) Limestones, dolomitic limestones and dolomites, compact and bedded — CRETACEOUS; OLIGOCENE & EOCENE south of Otranto — Permeable through fissuring and karstification. 6) Groundwater-stage stations.

Fig. 51 — Comparison of pressure trends (in mm Hg, broken line) and fluctuations in ground-water level (in cm, continuous line) recorded in the Casaute well (marked CS in Fig. 59) between 21 and 26 September 1968.

Fig. 21 — Arrangement of cell in borehole completed in dolomitic limestone. (1: Cement plug; 2: Medium-fine sand (0.1-0.5 mm); 3: Medium-coarse sand (0.5-5 mm); 4: Fine gravel (5-10 mm); 5: Gravel (10-25 mm); 6: Piezometer; 7: Connecting plate with rubber gaskets; 8: Perforated cell).

Fig. 22 — Arrangement of cell in borehole completed in fissured rock.

Fig. 23 — Arrangement for measuring weak vertical currents in uncased boreholes (1: Compressed air line; 2: Gamma scintillation counter; 3: Throttle tube; 4: Pneumatic packer; 5: Electromagnetically-controlled syringe).

Fig. 24 — Vertical currents initiated in boreholes in three different hydrogeological situations. In Diagram A, the descending vertical current reveals a difference in hydraulic head between two water-bearing levels in a fissured formation, separated by a layer of low-permeability ground (between 35 and 58 m). Diagrams B and C show rising vertical currents in boreholes completed in calcarenites and alluvium, respectively. In both cases it is evident that there exists a preferential path of horizontal flow of groundwater through the borehole. Depths are measured from ground level.

Fig. 25 — Descending vertical current in a borehole in alluvium. A gamma scintillation counter was used to record the peaks of activity of the tracer cloud. The peaks represent the distribution of (I^{131}) tracer activity at the time of the first measurement (1) and after 16 (2), 34 (3), 55 (4) and 71 minutes (5). Depths are measured from ground level.

Fig. 26 — Hydraulic models for measurement of velocity of flow. The vertical, cylindrical model on the left is 4.00 m high and 1.30 m in diameter, while the horizontal model on the right is 3.30 m long, 1.30 wide and 1.30 m deep. (1: Piezometers; 2: Water supply; 3: Overflow; 4: Sand; 5: Sand or bricks; 6: Perforated PVC tube; 7: Scintillation counter guide tube; 8: Scintillation counter; 9: Gravel pack; 10: GM counter guide tube; 11: GM counter; 12: Hydraulic head line; 13: Steel grating; 14: Stilling chamber; 15: Outlets).

Fig. 27 — Arrangement for measuring velocity of groundwater flow in unconsolidated formations and in the presence of vertical currents (1: Compressed air line; 2: Pneumatic packers; 3: Electromechanically-controlled syringe; 5: Pipe for introducing equipment to level to be measured; 6: Borehole casing).

Fig. 28 — Arrangement for measuring velocity of groundwater flow in fissured formations and in the presence of vertical currents (A: Compressed air; B: Scaler; 1: Compressed air lines; 2: Pipe for introducing equipment to level to be measured; 3: Centring devices; 4: Pneumatic packers; 5: Probe).

Fig. 29 — Velocity of groundwater flow measured in a borehole penetrating the groundwaters (5-15 m) and the intruding seawaters (15-24 m). The diagram on the left shows the variation of tracer activity with depth and time. The straight lines indicate the activity values measured from the time of tracer injection, namely at 0.03, 0.57, 1.20, 1.82 and 2.62 hours respectively (a), (b), (c), (d) and (e). The rate of dilution of the tracer at different depths is plotted on the semilog diagram on the right; the slopes of the lines are proportional to the velocity of groundwater flow. In this borehole, the groundwaters and the seawaters are both in movement, while the interface is practically stationary. Depths are measured from ground level.

Fig. 30 — Equipment for measuring direction of groundwater flow (1: Rod coupling device; 2: Electromagnetically-controlled syringe for tracer injection; 3: Aluminium discs to carry tubes; 4: Perforated stainless steel tubes filled with granular activated carbon; 5: Small tube with fine holes and cover of closely-woven nylon; 6: Tracer injection tube). The equipment can be used in different diameter boreholes by substituting the aluminium discs with others that can carry more or less tubes, to suit the case.

Fig. 31 — Arrangement for measuring direction of groundwater flow. On the left: collimated probe direction measuring device; on the right: granular activated carbon tube measuring device (A: Scalers; B: Compressed air; C: Power source for electromechanically-operated syringe; 1: Borehole casing; 2: Hollow aluminium rods; 3: Tapered connection; 4: Air ram for moving probe off centre; 5: Lever for moving probe; 6: Scintillation counter; 7: Lead shield; 8: NaI (TI) crystal measuring 25 x 39 mm; 9: Window; 10: Steel cable; 11: Pneumatic packer; 12: GM counter; 13: Electromechanically-controlled syringe for tracer injection; 14: Array of tubes filled with granular activated carbon; 15: Tracer injection tube; 16: Box containing direction-indicator).

Fig. 32 — Diagrams illustrating directions of groundwater flow as indicated by the equipment consisting of tubes filled with activated carbon and using Cr^{51} (A), fluorescein (B) and I^{131} (C) as tracers. Diagrams A and B are for measurements run on hydraulic models and C is for a measurement made in a well at a depth of 33 m.

Fig. 33 — Waterproof housing for scintillation counter, on left, and for GM counter on right (1: Power cable; 2: Rubber grommets; 3: Grommet holder; 4: Upper sealing discs; 5: Rubber rings; 6: Spring; 7: Impedance matching circuit; 8: Outer casings; 9: Photomultiplier; 10: GM tube; 11: NaI(Tl) crystal; 12: Foam rubber).

Fig. 34 — Portable equipment for gamma logging to a depth of 560 m (1: Reel with power

Fig. 1 — Carbonate facies in Apulia 1: Bioliths; 2: Biostromal and micritic limestones; 3: Radiolarian micrites with chert; 4: Micritic, bioclastic and oolitic limestones; 5: Dolomites and subordinately limestones; 6: Dolomites with chert (Gargano); 7: Dolomites; 8: Limestones with pelitic intercalations; 9: Alternation of limestones and primary dolomites; 10: Micritic and bioclastic limestones with calcarenites (Murge and Salento); Cover of bioclastic limestones (11) and calcarenites (12) (Salento).

Fig. 2 — Salento Peninsula: Cretaceous limestone and dolomite outcrops (1); Boreholes in which water (2) and air (3) temperatures measured; Seaward outflows of main springs (4); Impermeable or slightly permeable Mio-Plio-Quaternary formations occupy the unshaded areas.

Fig. 3 — Onlap contact involving Melissano Limestones (Cr), Castro Limestones (Ol) and Andrano Calcarenites (Mi). Phosphatic level present at base of calcarenites (Vallone del Ciolo near the Cape of S. Maria di Leuca).

Fig. 4 — Microfaunal association with *Lepydociolina* sp. of Upper Oligocene, in the Castro Limestones.

Fig. 5 — Microfaunal association with *Globigerina* sp. in the Miocene facies of the Andrano Calcarenites.

Fig. 6 — Quaternary calcarenites onlapping Mesozoic limestones (N. W. Salento).

Fig. 7 — Details of intense fracturing generally characteristic of the Mesozoic rocks of the Salento (Cape of S. Maria di Leuca).

Fig. 8 — Relative movements between land and sea along the Ionian coast of the Salento Peninsula during the Tyrrhenian. Horizontal axis shows time from present (in thousands of years) and vertical axis the change in sea level (in metres); 1. m. = present sea level.

Fig. 9 — Orientation of caves in the Salento Peninsula.

Fig. 10 — Relationship between state of fissuring and development of karst cavities in the carbonate facies on the south-eastern coastal strip of the Salento Peninsula.

Fig. 11 — Orientation of horizontal and subhorizontal subterranean karst channels. Diagram 1 concerns the Murge as a whole. Diagrams 2 and 3, for the north-western part of the Murge, refer respectively to the sectors to the west of a line between S. Spirito and Altamura, and between that line and the one through Mola and Gioia del Colle. Diagrams 4, 5 and 6 are for the south-eastern part of the Murge: the sectors covered, starting from the Mola-Gioia del Colle line, are defined by lines through Monopoli and Noci, Torre Canne and the Martina river, and S. Vito dei Normanni and the Francavilla river.

Fig. 12 — Karst cavities developing along joints and closely-spaced bedding planes.

Fig. 13 — Large tectonic fractures clearly enlarged by percolating waters in Lecce Stone (foundation excavations for the Salento Cancer Centre to the south of Lecce).

Fig. 14 — Sketches of hydrogeological situations encountered in the Murge. Superimposed water-bearing levels in the deep aquifer (a); presence of secondary groundwater reservoirs in the Cretaceous carbonate rocks (b).

Fig. 15 — Schematic hydrogeological sections through parts of western (a and b) and eastern (c) Murge, showing trend of groundwater surface.

Fig. 16 — Probes for measuring groundwater level (A), temperature (B) and salinity (C). (1: Power cable; 2: Grummet for sealing cables; 3: Copper mesh; 4: Rubber ring; 5: Housing and PVC sheath; 6: Pitch compound; 7: 100-ohm Ni resistance; 8: Epoxy resin; 9: Platinum plated platinum discs.

Fig. 17 — Arrangement for isolating lengths of borehole (A: Compressed air; 1: Compressed air lines; 2: Piezometer; 3: Centring devices; 4: Pneumatic packers).

Fig. 18 — Section of a cell and plan view of connecting plate. (1: Piezometer of Cell N° 2; 2: Piezometer union; 3: Piezometer passing through through from Cell N° 1 below; 4: Metal plate to hold rubber gaskets; 5: Rubber gaskets; 6: Cell/piezometer connecting head; 7: Bell-mouth for introduction of measuring instruments; 8: PVC cell; 9: Metal shoe of cell).

Fig. 19 — Plan view of six piezometer/cell connecting plates.

Fig. 20 — Connecting plate and cell showing perforations.

LIST OF FIGURES, TABLES AND APPENDIXES

.....

References

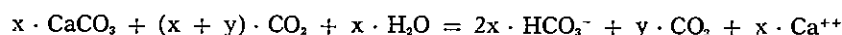
- [1] BECK A. E., JUDGE A. S.: « Analysis of heat flow data I. Detailed observations in a single borehole ». *Geoph. Jour., Bol.* 18, (1969).
- [2] CARO P.: « La chimie du gas carbonique et des carbonates, et les phénomènes hydrogéologiques karstique ». *Cronique d'Hydrogeol.*, vol. V, (1965).
- [3] COTECCHIA V., MAGRI G.: « Idrogeologia del Gargano ». *Geol. Appl. e Idrogeol.*, vol. I, Bari, (1966).
- [4] COTECCHIA V., TONGIORGI E.: « Natural Tracing by Season Variation of $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ Rataio in a Ground Water Research ». *CNEN, RT/GEO* (63), 25, Rome, (1963).
- [5] DAI PRA G., MAGRI G.: « Spostamento verticale massimo del livello mare nella zona di Taranto durante gli ultimi 125.000 anni nella prospettiva della destinazione geologica di rifiuti contenenti transuranici ». *Comit. Naz. En. Nucl. RT/PROT* (73) 24.
- [6] DIMENT W. H.: « Thermal regime of a large diameter borehole ». *Geophysics*, vol. XXXII, (1967).
- [7] FANELLI M., MONGELLI F., SQUARCI P.: « Heat flow measurement in the Rosignano area - Tuscany ». *Geothermics*, (1974).
- [8] GRANGINI G., LAVENIA A., MOSETTI F.: « Ricerche oceanografiche nel Golfo di Taranto ». *Atti Ist. Veneto SS.LL.AA.*, t. CXXXVII, (1969).
- [9] JAEGER J. C.: « Application of the theory of heat conduction to geothermal measurements ». *Geoph. Monogr. N. 8*, "Terrestrial heat flow", W. H. K. Lee Editor, (1963).
- [10] MENNELLA C.: « Il clima d'Italia ». *E.D.A.R.T., Ediz. Napoli*, (1967).
- [11] MISENER A. D., BECK A. E.: « The measurement of heat flow over land ». In "Methods and techniques on Geophysics", S. K. Rucorn Edit., Interscience Publish, New York, (1960).
- [12] MONGELLI F.: « Sul regime termico delle regioni insulari permeabili ». *Boll. Geof. Teor. Appl.*, vol. V, (1963).
- [13] MONGELLI F., RICCHETTI G.: « The earth's crust and heat flow in the Fossa Bradanica, Southern Italy ». *Tectonophysics*, vol. X, (1970).
- [14] MOSETTI F., LAVENIA A.: « Ricerche oceanografiche in Adriatico nel periodo 1966-1968 ». *Boll. Geof. Teor. Appl.*, vol. XI, (1969).
- [15] SCHOELLER H.: « Les eaux souterraines ». *Masson & C., Parigi*, (1962).
- [16] TROTTI L.: « Crociere - Mare Adriatico ». *Commiss. Ital. Oceanografia del C.N.R.*, (1970).
- [17] VERCELLI F.: « Il mare, i laghi, i ghiacciai ». *UTET, Torino*, (1951).
- [18] WENDT I., STAHL W., GEYH M., FAUTH F.: « Model experiments for ^{14}C water-age determinations ». *Isotopes in Hydrology (Proc. Symp. Vienna, 1966)*, IAEA, Vienna (1967).

velles along the shore and these take in seawater when sea levels are high (high tides, low atmospheric pressure). At SI 3 (Fig. 148) drilled about 250 m inland, the intruding seawater still has a δC^{13} of -3.7% , which is very close to the value for the Ionian Sea ($\delta C^{13} = -3.3\%$).

C) Water dating by carbon-14

The dating of groundwater by carbon-14 is based on the fact that the $CaCO_3$ in the ground — with a C^{14} content of virtually nil and a δC^{13} content of about 0 ‰ of the PDB Standard — passes into solution as $Ca^{++} (HCO_3^-)_2$ as a result of the percolating waters and of the atmospheric and topsoil CO_2 , assuming that the topsoil CO_2 has a C^{14} content equal to about 100% of the NBS Standard⁽²⁾ and a δC^{13} of $-20, -25\%$ of the PDB Standard.

According to Wendt *et al.* [18], the phenomena which govern the dissolution of the carbonates can be summarized thus:



where x and y are molar concentrations. The equation represents the dilution of the initial C^{14} contents relative to the CO_2 of the topsoil, so the age of a water can be calculated by the expression

$$Q = \frac{x + y}{2x + y} = \frac{\frac{[HCO_3^-]}{2} + CO_2 \text{ free}}{\Sigma C}$$

hence:

$$\frac{C^{14} \text{ measured}}{Q} = e^{-\lambda t}$$

where λ is the C^{14} decay constant.

Tables 21 and 22 list some data on chemical composition, on isotopes δ^{18} , δD , H^3 , δC^{13} and C^{14} and on the age of the waters sampled. However, in view of the complexity of the problems involved, the age data should be considered to provide no more than a general guide to the situation and not as constituting absolute values.

The investigations run on the Salento Peninsula show that in nearly all parts age increases with depth. The oldest groundwaters are those of the Chidro and Boraco Springs, which obviously drain waters from near the interface. This is in good agreement with the data on water temperature Rn^{222} and CO_2 contents (Fig. 100).

Where the age of the waters of Well CH 1 and of those in the central part of the Peninsula is concerned, account must be taken of the contamination caused by the intruding seawaters which are much older, and obviously cause a decrease in the C^{14} content of the groundwaters. Just the opposite occurs in the S. Isidoro area, where contamination of the groundwaters by the intruding seawaters leads to an apparent rejuvenation thereof (Fig. 148).

In the Gargano all the coastal springs gave low C^{14} contents. In this case, too, the deeper levels of the groundwater reservoir are drained and it is apparent that the groundwaters remain for long in the aquifer. This fact also indicates a lowish rate of recharge compared with the size of the groundwater reserves.

The C^{14} contents of the waters of the Canneto Spring (lying 3 km SE of Rodi 4), instead, indicate that they are of recent origin. This accords with other hydrogeological evidence.

D) Tritium

Natural tritium is particularly useful for investigating recent recharge. Because with its half-life, it is possible to ascertain the age of recharge waters no more than 40 to 50 years old.

Analyses were run on rainwaters from certain raingauging stations and on groundwaters taken from wells and springs. It was found that the tritium content of the rainwaters is highest between April and July (Fig. 156). Between May 1967 and April 1968 the average concentration of rainwaters was 509 TU, while in the October-March period it was 383 TU. Considering that the groundwaters are recharged almost exclusively during the autumn-winter period, the latter figure represents the tritium content of the recharge waters.

Like carbon-14, the tritium content of the groundwaters decreases with depth (Fig. 157), so waters from springs draining the deep aquifer have quite low tritium values. Springs draining the shallow aquifer, instead, have waters with higher values (average of 335 TU), quite close to those of the autumn-winter rains of 1967-68 (Fig. 156). As with the C^{14} data, the tritium content indicates that these springs drain recent recharge waters (Tables 21 and 22).

The intruding seawaters having very low C^{14} contents contain low concentrations of tritium. At present there is not enough information available to comment on the diffusion of tritium through the aquifer.

(2) National Bureau of Standards (NBS).

In the δD versus δO^{18} diagram (Fig. 150), the effect of contamination by intruding seawaters is partly masked by the values of the various parameters which help determine the stable isotope content of the percolating groundwaters: mainly, seasonal influence of isotope contents and of rainfall; and diffuse or concentrated infiltration in relation to the evaporation of surface runoff waters. Furthermore, the factors which help determine the chemical composition of the waters which infiltrate into the subsurface (mainly: influence of distance from the shore, and dissolution during the rainy period of salts left on the ground owing to evaporation in the dry season) are responsible for the dispersion of the pairs of values in the Cl^- versus δO^{18} and Cl^- versus δD diagrams (Fig. 149).

The average isotope content of the intruding seawaters is only a little higher than that found in the open sea: intruding seawaters $\delta O^{18} = +1.31\%$, $\delta D = +8.48\%$, on average; seawater $\delta O^{18} = +1.07\%$, $\delta D = +8.25\%$, on average.

The intruding seawaters and the waters of the Ionian Sea in the S. Isidoro have very similar stable isotope contents (Fig. 151). The isotope data thus indicate the existence of a direct connection between the sea on the one hand and the groundwaters on the other, bearing out the findings of the hydrogeological investigations.

Concerning the coastal areas where relations between the sea and the groundwaters are hindered by irregularly permeable or impermeable formations, the intruding seawaters on the Ionian and Adriatic watersheds have higher heavy isotope contents than do the respective seawaters (Fig. 151). Hence it would seem that the seawater intrusion occurred at a time when climatic conditions were different from what they are now.

Measurements made at some of the major coastal springs on the Gargano and in a spring draining a perched aquifer of secondary importance show quite clearly that elevation has a marked effect on the D/H and O^{18}/O^{16} ratios (Table 22 and Fig. 152). Because of the topography of the Gargano, the aquifer is recharged principally in areas lying at elevations in excess of 400 m, where rainfall is highest [3]. This is why the δO^{18} and δD values in these springs are decidedly lower than those in the waters of the Salento Peninsula.

B) Carbon-13

The behaviour of the carbon isotopes C^{13} and C^{14} in groundwaters is closely bound up with the chemistry of the CO_2 and carbonates present. This is quite a complex matter and many aspects of it are still not clear [2]. Consequently there are numerous uncertainties attaching to the application of carbon isotopes to the study of groundwaters.

The concentrations of bicarbonates and free CO_2 — hence of total carbonate — in fresh and brackish waters are usually about double those for the intruding seawaters (Fig. 153). This depends mainly on the differences in chemistry, salt content and temperature, as shown by experiments run on Salento Peninsula groundwaters. For instance, for a given partial pressure of CO_2 , the concentration of free CO_2 in the fresh waters is almost twice that in the salt waters.

The average concentration of bicarbonates in the intruding seawaters is similar to that in the sea itself, but the free CO_2 values and hence the total carbonate values are markedly higher⁽²⁰⁾ (Fig. 153). In point of fact the intruding seawaters are in equilibrium with a CO_2 partial pressure (that of the soil air) which is much greater than in the atmosphere, with which the seawater proper is in equilibrium. These concentration differences indicate that the intrusion of the seawaters into the land-mass leads to the migration of CO_2 from the fresh and brackish groundwaters towards the intruding seawaters below, owing to the greater partial pressure of CO_2 in the subsurface environment (Fig. 153).

The isotope data confirm that there is migration from the fresh and brackish groundwaters towards the intruding seawaters. The δC^{13} content of the intruding seawaters (average $\delta^{13} = -5.8\%$ compared with the PBS Standard⁽²¹⁾) is explained by the migration of CO_2 from the fresh and brackish groundwaters (average $\delta C^{13} = -11.1\%$) towards the intruding seawaters originally averaging -2.9% of δC^{13} (Fig. 154). It is also noted that the intruding seawaters show marked δC^{13} stratification, the quantity increasing with depth (CH 1, CH 2, CS and SR; Fig. 148 and Table 21).

The mechanisms which lead to degradation of the quality of the fresh groundwaters owing to the transfer of salts from the intruding seawaters are mainly hydrodynamic dispersion and, subordinately, molecular diffusion as a result of fluctuations of the interface caused by seasonal recharge and fluctuations in sea level caused by waves and changes in atmospheric pressure, as well as differences in water density because of temperature and differences of permeability because of the existence of preferential paths of flow. This phenomenon is also demonstrated by the relation existing between Cl^- and δC^{13} contents (Fig. 155).

The δC^{13} values also show the large amount of exchange which presently occurs between the seawaters and the intruding seawaters in the S. Isidoro area, where there is direct contact between the groundwaters and the sea. As already mentioned, there are numerous marine esta-

⁽²⁰⁾ The differences in concentration measured at points quite close together are often attributable to CO_2 enrichment owing to the greater mobility of the waters.

⁽²¹⁾ $\delta C^{13} = \left[\frac{C^{13}/C^{12} \text{ sample}}{C^{13}/C^{12} \text{ standard}} - 1 \right] \cdot 1000$ The Standard is constituted by a belemnite belonging to the American Jurassic (PDB formations).

on the hydrologic equilibrium of the groundwaters, since it seems reasonable to assume that these will only cause local disturbances when they are of any great size and are very concentrated. However, studies are now under way to clarify this aspect.

8.2. Isotope content

The main purpose of the investigations involving the determination of environmental isotopes was to clarify how the groundwater-seawater relationship alters over the course of time.

As regards the possibility of groundwater quality being degraded by seawater, assessment of the exchange of intruding seawaters and ordinary seawaters along the shore where very permeable formations are in outcrop is of particular significance, especially if marine estavelles are present (see Para 7.1.).

For a better understanding of the results obtained through the environmental isotope investigations, the reader is referred to the information given on the hydrogeology of the Salento Peninsula (Chapter 2) and to the studies performed in the Gargano [3].

8.2.1. Palaeohydrogeology of the Salento Peninsula

There were many important variations in sea level in Pleistocene times due to eustatic movements caused by glaciation and, locally, due to tectonic events as well. The broad pattern of relative movements between the sea and the Salerno Peninsula land-mass during Tyrrhenian and Holocene times is known [5]. When the last maximum retreat of the sea occurred some 14,000 years ago, its level was about 100 m below what it is now (Fig. 8). Then started the Flandrian transgression which brought the sea up to its present level. In the Salento Peninsula this rise in levels reduced the distance between the Ionian and Adriatic coasts to about one third what it was previously. Consequently it also reduced the thickness of the body of fresh and brackish groundwaters to the same extent, since this is directly proportional to the distance from the shore (Fig. 147). The rise in sea level during Flandrian times reduced the volume of fresh and brackish groundwaters by more than half. The net result was that, on average, outflows were higher than inflows, and to compensate for this there was a rise in the level of the underlying seawaters and more marked intrusion of salt waters.

8.2.2. Investigations using environmental isotopes

Table 21 sets forth some data on the chemical and isotope composition (δO^{18} , δD , δC^{13} and C^{14}) of water samples⁽¹⁷⁾.

Sections A and B in Fig. 148 illustrate isotope data for the Ionian Sea, the Adriatic Sea and groundwaters sampled at various depths in six wells which reach the intruding seawaters at the Chidro (CH) and Idume (ID) karst springs. Except for the sample of freshwater from C 5, all the others were taken in the absence of vertical currents.

The key map in Fig. 148 shows the locations of the wells and springs, the positions of Sections A and B, the isotope data for Boraco Spring (BR) and the locations and isotope data for three small springs draining perched aquifers: Montaliери Spring (MT), Pliniana Spring (PL) and Tre Fontane Spring (TRF).

A) Oxygen-18 and Deuterium

The average δO^{18} and δD contents of the shallow-aquifer groundwaters are -5.7% and 33.6% , compared with SMOW⁽¹⁸⁾. These are very little below the averages for the fresh and brackish waters floating on the intruding seawaters ($\delta O^{18} = -5.4\%$ and $\delta D = -32.1\%$).

As remarked elsewhere, the waters above the interface are often brackish owing to contamination by the seawaters below. Concerning the isotope data⁽¹⁹⁾, it is apparent from Fig. 149 that the relation existing between the chloride ion content on the one hand and the δO^{18} and δD values on the other is not clear-cut, even though it is readily recognizable. In Fig. 150 which relates the δD and δO^{18} values, the fresher waters ($Cl^- < 15$ meq/l) cannot be clearly distinguished from those which are not so fresh ($Cl^- = 15-115$ meq/l).

⁽¹⁷⁾ The O^{18} and D were determined by L. MERLIVAT, Departement de Recherches et Analyse, CEN Saclav, the C^{14} by M. R. MARGRITA, Service d'Application des Radioéléments et du Rayonnement, CEN Grenoble, and the C^{13} by C. PACHIAUDI, Institut de Physique Nucléaire, Lyon.

⁽¹⁸⁾ Standard Mean Ocean Water (SMOW).

⁽¹⁹⁾ See Reference [4] on this subject.

perature here (which is fairly representative of ground temperature, despite the limitations mentioned earlier), as measured between 20 m below g.l. and the water table in dug wells was 15.2°C during the months of July and September, against 12.9°C in January (Table 17). In this regard it should be noted that as the water table is 27 m below g. l., on average, it lies at a depth where seasonal variations in outside temperature are not felt to any great extent. A water temperature of 15.2°C is very low for the months of July and September, especially considering that the mean spring-summer air temperature is 21.6°C and even the annual mean is 16.8°C. Thus there must be very marked cooling of the ground by autumn-winter infiltration, at least of that around the wells concerned.

SSW of Lecce the temperature at the surface of the groundwaters exceeds 17°C, despite the autumn-winter infiltration. This is attributable to the inflows of groundwaters from the SE (as indicated by the trend of the water-table contours) which have been warmed up by their long subsurface itinerary. The highest temperatures (17.5-18.5°C) were measured at the coastal springs where, however, there is also the heating effect of the sea which enhances the warmth already acquired during the period the waters remained underground.

It is apparent from the points made so far that the time groundwater spends beneath the surface has a fundamental effect on its temperature. For a given set of conditions (thermal conductivity of the rocks, thermal influence of the sea, etc.) residence time in the subsurface is decisive as regards an increase of water temperature by absorption of the earth's heat flow. Thus, the longer the groundwater flowpath the higher the temperature and — for the same length of itinerary — the slower the velocity of flow, again the higher the temperature.

Examination of groundwater temperatures shows the existence of flows from the north-west towards the area to the east of Mesagne and from the south-east towards the area lying SSW of Lecce. In the case of the area to the west of Lecce, instead, it is apparent that apart from the strips of lower temperature, which coincide with the groundwater divide, the waters flow south-westwards on the one hand and northeastwards on the other, towards higher temperature areas.

It is evident from the isotherms shown on the Fig. 146 sections that the geothermal gradient in the Salento Peninsula is positive. There is also the fact that, because of the influence of the sea along the coastal strips and the heat abstracted from the geothermal flux by the infiltrating waters and the groundwater flow, the isotherms curve downwards towards the middle of the Peninsula, and the greater the heat absorption — i.e. where direct-recharge is most prolific (in the groundwater divide area) and the groundwaters are the most mobile (near the areas of major seaward outflows) — the lower the trajectory of the isotherm. In this regard, it is interesting to note the downswing of the isotherms at the groundwater divide (Fig. 146) and where there are major seaward outflows at the Chidro Springs (left-hand part of Sections I and II of Fig. 146).

On the other hand, the isotherms thicken up on the righthand side of Section I where:

- the groundwaters are not very mobile because the seaward outflows are hindered by a practically impermeable clay cover;
- there is no groundwater recharge by infiltration of cold autumn-winter rainwaters (Fig. 138);
- the thermal conductivity of the clay cover is lower than that of the underlying carbonate formations.

It is not possible to state, *a priori*, whether the thermal influence of the seawaters or the heat abstracted from the geothermal flux is the major factor involved. It generally occurs that in the central part of the Salento Peninsula groundwater velocities are highest (less heating owing to residence) and the rock is more permeable (greater heating from the sea) on the Ionian coast, while this situation is reversed on the Adriatic side.

C) Steady-state behaviour of the thermal and hydrologic regimes

The most interesting fact to emerge from examination of the mass of data collected is the long-term, steady-state behaviour of the groundwater isotherms, both those near the water table (apart from slight seasonal variations) and those at depth. Heat propagation occurs essentially under steady-state conditions. In other words, since the temperature of the seaward outflows is virtually constant and since the volume discharged is roughly the same as that recharged, the average quantity of heat transported to the sea each year is equal to that needed to bring the temperature of the influent waters (9-10°C) to that of the effluent waters (about 18°C). Part of this quantity is supplied by the sea and part — perhaps the majority — is supplied by the ground, not only during the time the waters move through the aquifer (geothermal flow) but also when they are in the zones of aeration and of seasonal heterothermy (heat of solar origin), since before reaching the aquifer the autumn-winter recharge waters percolate through ground which is warmer than they are.

As the temperature of the groundwaters remains substantially unchanged over the course of time, the thermal regime is practically stationary, so the hydrologic regime is stationary as well, i.e. on the whole the same quantity of water runs into the sea as is recharged to the aquifer. Hence only a relatively small proportion of the total stored groundwater resources is renewed each year; the multiannual regulating capacity of the aquifer is therefore good.

In the foregoing, no account is taken of the influence which present withdrawals may have

Therefore, taking account of the mean geothermal gradient of the earth and the vertical distribution of the mean temperature of inland seas, it ensues that along the shore, to a depth of 20 to 25 m below sea level, there is a flow of heat from the sea to the land (Fig. 143). As will be appreciated, this phenomenon is affected by variations in sea level and in climate, and depends on the thermal diffusivity of the earth.

Lacking any systematic record of temperature in the sea off the Salento Peninsula⁽¹⁵⁾ from which to ascertain the mean annual temperature, thus enabling an order-of-magnitude estimate to be made of the temperature disturbance along the coast, it is felt that the best approach is to consider the ideal case of a shallow sea with a flat bottom and a constant temperature $T^{\circ}\text{C}$ greater than that of the land.

J.C. Jaeger gives the temperature distribution under steady-state conditions as [9]:

$$T(x, y, z) = \frac{z T_0}{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} dx' \int_0^{\infty} \frac{dy'}{[Z^2 + (x-x')^2 + (y-y')^2]} = T_0 \left[\frac{1}{2} + \frac{1}{\pi} \arctan \left(\frac{y}{z} \right) \right],$$

assuming the earth surface to be flat $Z=0$ and taking the temperature T_0 to be constant for $y > 0$ (sea) and equal to zero for $y < 0$ (land)⁽¹⁶⁾.

Fig. 144 shows the distribution of the isotherms in the case of $T_0 = 1^{\circ}\text{C}$. The direction of heat-flow is very evident from this.

The thermal influence of the sea has been demonstrated by temperature measurements made in boreholes drilled in clays on the Tuscany coast, where it was observed that there is a disturbance of about $1^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ and $0.3^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ in the geothermal gradient at 400 and 1400 m inland, respectively.

Confirmation of the phenomenon along the Ionian coast of the Salento Peninsula is provided by temperature measurements at various stations in boreholes SI 1, SI 3 and SI 4 situated 600, 220 and 18 m from the coast, respectively (Table 20 and Fig. 138). It can be seen from Fig. 145 that the value of the mean groundwater isotherms (December 1967-September 1969: nine measurements) rises towards the sea. Even allowing for the influence of the time the water has spent in the ground (see following paragraph), the trend indicates that there is a heat flow from the sea, at least to a depth of 20 m below sea level, which decreases going inland.

B) Influence of recharge and movement on groundwater temperature

An examination was made of the subsurface routes followed by the groundwaters between the recharge areas and the seaward outlets, in order to appraise the temperature rise which occurs between these two extremities.

It was noted earlier that the temperature of the infiltrating groundwaters (autumn-winter rains) is $9-10^{\circ}\text{C}$, which is well below the average annual temperatures of the waters near the water table, albeit these cover a fairly wide range (between 14.0 and 17.5°C ; Fig. 138). It is logical to expect that the groundwaters with the lowest water-table temperatures occur in areas directly fed by infiltrating waters, and are sufficiently mobile to prevent thermal equilibrium with the ground being attained.

It is equally logical to expect that the waters with the highest temperatures occupy areas not directly fed by infiltrating waters and that they must be relatively immobile or have run for a long way in the subsurface, so as to have reached a temperature near that of the ground. This is certainly the case of the area lying to the east of Mesagne, where temperatures at the surface of the groundwaters are over 17°C . Hydrogeological investigations show that the groundwaters here are not fed by direct infiltration of rainwaters but by subsurface flows from the large limestone and dolomite outcrop to the north-west of Mesagne (Fig. 2), as witnessed by the trend of the water-table contours (Fig. 138).

To the west of Lecce is a vast area where temperatures at the surface of the groundwaters are below 17°C ; in particular, at the groundwater divide the temperature drops to below 16°C (Fig. 138). Hydrogeological observations show that the area is fed essentially by the direct infiltration of autumn-winter rainfall.

In this respect, it is highly significant that the lowest temperatures occur on the watershed, where waters have only been in the subsurface for a short space of time and where there are no flows of groundwaters which have been heated by long residence below ground. In the dug wells located on the watershed (44, A 47, A 50, A 72, A 84 and A 129) and in boreholes 20, 60 and 257 the mean annual temperature at the groundwater surface is below 16°C . The mean air tem-

⁽¹⁵⁾ The measurements in the Ionian Sea are limited to those taken on a summer cruise [8] and those in the Adriatic concern only the northern part, down as far as the Gargano [14, 16].

⁽¹⁶⁾ The physical-mathematical model is well suited to shorelines formed of virtually impermeable rock (e. g. the clay outcrops SE of Taranto and of Brindisi; Fig. 2), when only conduction has to be taken into account.

Along permeable coasts (e.g. the Cretaceous carbonates in the Porto Cesareo area; Fig. 138), both conduction and convection have to be considered. In that case the best solution is probably provided by an analog model such as that proposed by F. MONGELLI [12] for the deep levels where the continent heats the sea, but with the roles reversed. It ensues that heat transport is more marked.

— Boreholes with a temperature «step» at about the zone of diffusion, at the freshwater-seawater interface, generally located in the coastal strip and in areas with springs (e. g. SR and CH 2 in Fig. 142).

— *Boreholes with a positive thermal gradient*

To give some idea of the geothermal gradient to be expected in the study area, that recorded in two boreholes penetrating a considerable thickness of clays outcropping to the west of Taranto (4 VS and 1 VS in Figs. 2 and 142), is about 2.3°C/100 m. These boreholes are cased throughout the clays and do not suffer from any disturbances due to water movement; they lie in a «depressed area» [13].

Other boreholes lying in this part of the Ionian coast probably have a lower thermal gradient than those penetrating the clays, since the thermal conductivity of the limestones and dolomites, which all the boreholes penetrate to a greater or lesser extent, is higher.

Boreholes with no thermal gradient

It was noted earlier that in one group of boreholes, temperatures are virtually constant with depth (Fig. 142). This may be due to removal of heat from within as a result of hydrological causes (see «Boreholes with a temperature step») or to natural mixing of the groundwaters owing to the nonhomogeneous, anisotropic nature of the aquifer (variations of permeability in the horizontal and vertical directions, usually particularly marked near karst springs) or to variations in water density (owing to differences in temperature and salinity) or yet again, to the «well effect». Regarding this last item, it sometimes happens that the borehole (e. g. CH 2 of Fig. 142) connects water-bearing levels of different permeabilities and hydraulic heads, thus initiating vertical currents, which lead to the evening out of temperatures (and of salinity and the isotope content). When this happens, the data collected are not representative of the temperature (or the chemical or isotope composition) of the groundwaters, but only of the column of water in the borehole⁽¹⁴⁾.

It also happens that even when the vertical currents are attributable to natural hydrogeological conditions (e. g. increase of hydraulic head with depth), the «well effect» heightens the magnitude of these natural currents.

Hence, when there is no information available as to whether or not vertical currents exist, it is as well to regard water temperatures (and chemical and isotope compositions) with considerable reservations in boreholes with no thermal gradient.

Boreholes with a temperature "step"

It has already been noted that in some boreholes the temperature (as well as the chemical and isotope composition) may be more or less levelled out with depth. However, at the freshwater-seawater interface in some of these there is a fairly marked «step», followed by a positive thermal gradient at greater depths (e. g. CH 2 in Fig. 142). Since the interface marks the line of separation between mobile groundwaters (natural flow or flow due to the «well effect») and the underlying, virtually stationary intruding seawaters, it can be assumed that the temperature «step» is produced by the flowing groundwaters, which carry all or nearly all the heat coming from the interior of the earth to the interface. The higher the velocity of flow of the groundwaters or of the vertical current rising up the borehole, the more marked the «step».

8.1.3. Interpretation of temperature data

As mentioned above, the trends of the average isotherms at the surface of the groundwaters (Fig. 138) show that temperature is higher on the coastal strip. It should also be noted that the boreholes with no thermal gradient are generally located farthest away from the shore, while those with a positive gradient or a «step» are usually found in the coastal strip. Thus it could well be that the sea exerts some thermal influence on the groundwaters or that the latter gradually warm up during their stay in the aquifer.

A) *Influence of seawater on groundwater temperature*

On this subject, it is a well known fact [17] that the mean temperature of the oceans is about 3° higher than that of the land-mass. In particular, the mean temperature of the Mediterranean is about 2°C higher than that of the Italian peninsula [10].

⁽¹⁴⁾ Boreholes with vertical currents must have «cell-type» completion to obtain correct measurements when there are vertical currents.

— Secondly the evening out of air temperature may be attributable to the extensive infiltration of rain water whose average temperature of 9-10 °C is much lower than that of the air during that period (12 °C), since in some particular hydrogeological situations a well tends to drain the percolating waters moving in the ground thereabouts, whose temperature is thus markedly influenced by the much lower one of the new waters.

Another quite common feature which is apparent from Table 17 is that in winter the temperature of the water is higher than that of the air. The increase occurs when the effect of the thermal wave is still felt at the depth of the water table; this is, of course, more evident in wells subject to convection and/or which drain percolating waters (Wells 44 and 319 of Fig. 139).

B) Groundwater temperature

Data on groundwater temperatures measured at the water table or piezometric surface as well as at depth are considered under this heading.

a) Temperature at water table

The points made so far are of great help in understanding the physical significance of temperature fluctuations of the water near the water table or piezometric surface, as observed in 40 boreholes (Fig. 2) and 35 dug wells (Fig. 138). In 10 boreholes (Table 18 and Fig. 140) and in all the dug wells (Table 19 and Fig. 141) measurements were made systematically every two or three months for one, two or more years, depending on the case. In numerous other boreholes, temperature measurements were repeated at more or less regular intervals (Table 20, Fig. 142).

No marked temperature variations are to be observed in the boreholes (Tables 18 and 20), thus the average of the temperatures recorded there can certainly be taken as the true temperature at the top of the groundwaters.

Some of the dug wells (Table 19) behave like boreholes (e.g. A 24, A 104 and A 128 in Fig. 141); the temperature variations of others, while not exhibiting any decided annual periodic fluctuation, do have a fairly marked minimum in January-February and March (e.g. Wells 20, 115 and 319 of Fig. 141). It would seem reasonable to attribute this minimum to air convection currents and/or to the drainage of percolating waters. Since it can be presumed that to some extent well water feels the effect of convection currents in the air above it and/or that percolating waters do not have the time to attain the same temperature as the groundwaters, it must be assumed that the temperatures measured at the surface of the well waters in winter can only be considered truly representative in the case of the groundwaters in those dug wells where the water temperature remains virtually constant throughout the year (e.g. A 24, A 104 and A 128 of Fig. 141). So when calculating the average temperature of the top of the groundwaters (Table 19) those minimum values which do not follow the pattern of periodic annual variation were ignored (e. g. Wells 20, 115 and 319 of Fig. 141). In this regard it should be recalled that in the boreholes which are unaffected by the phenomena outlined above, the temperature at the surface of the groundwaters is virtually constant.

It is evident from the data collected that the temperature of the groundwaters near the water table, whose elevation is only slightly above sea level, is not greatly influenced by the ground elevation. Excluding the coastal strip proper, elevations in the central part of the peninsula are in the 30 to 50 m range.

It is apparent from the data that the surface temperatures of the groundwaters are higher along the coastal strip and lower farther inland, especially at the groundwater divide (Fig. 138). Obviously, if the influence of ground elevation were felt, the reverse would be the case.

b) Downhole temperatures

Temperatures were logged at various depths in 40 boreholes. In 24 of these, they were repeated on various occasions. On 10 boreholes, in particular, systematic observations were made every 2 or 3 months for an 18-month period. The results are listed in Tables 18 and 20 and are illustrated in Figs. 140 and 142.

In relatively shallow boreholes the water temperature is subject to annual variations. The depth at which the annual wave is no longer felt varies between 30 and 50 m, depending on the thermal diffusivity of the ground above the aquifer (limestones, calcarenites or clays). Below this depth there are usually no temperature variations over the year. It is therefore justifiable to consider thermal gradients for the interpretation of groundwater movement.

Regarding the thermal gradient, boreholes running to depths greater than that at which the thermal wave is felt can be considered under three main headings:

— Boreholes with a positive thermal gradient, generally located along the coastal strip (e. g. Well 4 II S, 53 II S and 27 V S, in Fig. 142).

— Boreholes with no thermal gradient, generally located some distance from the sea (e. g. CNEN, 52 II S and 8 V S in Fig. 142).

The boreholes are cased wholly or in part with normal and perforated metal casing. In some instances the groundwaters encountered in the Cretaceous limestones and dolomites are unconfined, while in others they are confined by the overlying Mio-Plio-Quaternary deposits, which are virtually impermeable. Depending on the circumstances, the rise of waters under pressure occurs in the Cretaceous formations and/or in the overlying Mio-Plio-Quaternary deposits.

A) Air temperature in wells

a) Boreholes

Air temperature between ground level and groundwater level was measured in 21 boreholes (Fig. 2). The results are illustrated in Figs 136 137, and are listed in Table 16, where the last value for each well is the temperature of the water at the surface⁽¹³⁾.

The measurements were made at different times of the year in SI 1, CS and SR. Of these, Well CS, where temperatures were logged in January, May and July 1969, is the most representative (Fig. 137). In winter the air temperature in the well increases rapidly with depth; thus convection currents, which are to be expected in the air or either absent or are limited to cells whose vertical dimensions are small. The temperatures recorded are therefore fairly representative of ground temperature at the same level. Hence it is as though the annual fluctuations in temperature at the surface are transmitted to depth by conduction only and amplitudes die down according to the relationship:

$$A = A_0 e^{-cz}$$

where A is the amplitude of the wave at depth z

A_0 is the amplitude at the surface

$c = (\pi/kt)^{1/2}$ is the extinction coefficient

k is the thermal diffusivity of the ground

t is time.

Seasonal variations at a depth of 30 m are small, while at 50 m they are so slight as to be within the range of experimental error.

To sum up, the temperature measured near the surface of the groundwaters in boreholes is significant because it is actually the temperature for that depth. Moreover, if the depth exceeds 30 or 40 m, the temperature is independent of external influence.

b) Dug wells

Air temperature between ground level and the water table was measured in 32 dug wells (Fig. 138). In 29 wells, the measurements were made at various times of the year. The results are illustrated in Fig. 139 and listed in Table 17, where the last figure for each well is the temperature at the surface of the water.

The temperature behaviour of these wells is not uniform, but it can be considered to fall into two fundamental types represented by wells A 128 and 44 (Fig. 139). Measurements were made there in January, July and September 1969. Well 319 (Fig. 139) provides an example of behaviour intermediate between that of the two basic types; such behaviour was observed in several other wells.

The behaviour of Well A 128, characterized by a rapid temperature increase with depth in winter, can be tied in with that of Borehole CS. Thus the temperatures measured are reasonably representative of those of the ground at the same level.

In Well 44 and those like it, instead, the temperature increase with depth in winter is very slight, and in practice, temperatures are virtually evened out in winter. There could be two reasons for this:

- Firstly, in dug-wells having an average diameter of 2 m, air mixing may occur in winter. It is an accepted fact that the possibility of convection currents occurring increases greatly with well diameter [9], while the vertical dimension of the convection cells is sometimes the same as the well radius [6]. In this case the observed air temperatures are not representative of those of the ground at the same level, since they depend especially on a phenomenon which occurs inside the well. On the basis of the foregoing interpretation, the different temperature behaviour of the dug wells must be attributed not only to the various possibilities of convection currents occurring, but also to the possibility of such a regime becoming stabilized; this can be prevented by any obstruction (cover slab on well head, installation of pump, etc.).

⁽¹³⁾ The fact that the boreholes are partly or wholly completed with metal casing has no effect on temperature measurements, providing these are not made too close to the extremities [1, 11].

8. Temperature logging and determination of environmental isotope content of Salento Peninsula deep aquifer groundwaters.

Temperature logging in dug wells and boreholes was performed between from the ground-level downwards in order to improve knowledge of groundwater movement and recharge in the Salento Peninsula. Well temperature data provide useful information on main recharge areas and on renewal rates in the deep aquifer.

Information on groundwater movement was also obtained by examination of environmental isotopes in subsurface waters, and isotopes were also used to clarify groundwater-seawater relations and the exchange of intruding seawaters and normal seawaters in coastal areas.

Environmental isotopes proved to be of the greatest help in investigations on the origin of groundwaters and the length of time they have been in the aquifer.

8.1. Temperature

8.1.1. Introduction

It is a well known fact that the temperature of groundwater, like its chemical composition and its natural tritium, carbon-14, radon, oxygen-18 and deuterium contents, constitutes an effective environmental tracer, which can be used in the study of groundwater origin and movement. Thus when hydrogeological conditions are favourable, groundwater temperature data can be used to ascertain the location and amount of recharge, and the areal distribution of water in the aquifer resulting from flow between the points of infiltration and those of outflow.

In the case in point the study of groundwater temperatures in the Salento Peninsula provided useful information on recharge and subsurface flow.

According to data from twelve rainfall and temperature gauging stations of the Hydrographic Service (Grottaglie, Taranto, Brindisi, Latiano, S. Pietro Vernotico, Manduria, Lizzano, Lecce, Porto Columena, Nardò, Otranto and Maglie) covering the 1926-1955 period, the mean annual rainfall in the area, which includes the wells on which temperatures were logged, is 620 mm, 26.6 percent (165 mm) of which occurs in the spring-summer months (April to September) and 73.4 percent (455 mm) in autumn and winter (October to March). Since evapotranspiration is much more intense in the spring-summer period, it can be presumed that aquifer recharge occurs almost exclusively in autumn and winter.

The mean air temperature at the twelve stations is 11.9°C during the autumn-winter period and 21.6°C in spring-summer, with an annual mean of 16.8°C. As the temperature of rainwaters at ground level is only 2 or 3 degrees lower than air temperature [15], it can be taken that the waters which percolate into the ground during the autumn-winter period have an average temperature of 9 or 10°C.

The temperature of the seaward discharges of the groundwaters, as measured at the principal springs, ranges between 17.5 and 18.5°C, with seasonal variations of less than 0.3°C. This shows that the spring waters are little influenced by either the zone of seasonal heterothermy or by the infiltrating waters. Indeed, the springs of the Salento Peninsula are never fed directly by infiltration from the surface, they drain groundwaters, as is clearly demonstrated by their discharges, which are relatively constant, despite irregular rainfall.

8.1.2. Validity and significance of temperature measurements

Air and water temperatures were logged in wells and boreholes of various depths (from 15 to 500 m) and diameters (10 to 200 cm). All the wells except 51 II S (Fig. 2) penetrate into the Cretaceous limestones and dolomites which contain the deep aquifer.

All the dug wells encounter the unconfined aquifer and are completed about one metre below the water table. The wells are lined in the part which runs through the unconsolidated Pleistocene deposits overlying the Cretaceous formations.

References

- [1] ACERBONI E., MOSETTI F.: « Localizzazione dei deflussi di acqua dolce in mare: ricerche eseguite lungo la costa adriatica della Puglia ». *Quaderni de la "Ricerca Scientifica"*. Rapp. n. 2, (1969).
- [2] BURDON D. J., PAPAKIS N.: « Handbook of Karst Hydrogeology ». Athens, Inst. for Geol., (1973).
- [3] CONGEDO R.: « Salento scrigno d'acqua ». P. Lacaita Ed. Manduria, (1974).
- [4] COTECCHIA V.: « Sulle caratteristiche delle sorgenti e sulle modalità di rinvenimento della falda profonda della Penisola Salentina in rapporto alla struttura dei calcari cretacei della regione ». *Ann. Fac. Ing. Univ. Bari*, vol. II, (1955-56).
- [5] COTECCHIA V., GRASSI D.: « Geological, hydrogeological and rock mechanics studies on Nardò site proposed for a European 300 GeV proton synchrotron ». *Geol. Appl. e Idrogeol.*, vol. II, Bari, (1967).
- [6] KUSCHER I.: « Kraski izviri ob moraki obali karast: Sources at the Sea Coast ». *Accad. Sc. Art. Slovenica, clas. 3, Ser. A*, 97-147, (1950).
- [7] MELIDORO G., ZEZZA F.: « Sui giacimenti fosfatici del Miocene della Penisola Salentina (Puglia) ». *Geol. Appl. e Idrogeol.*, vol. III, Bari, (1968).
- [8] PEARSON F. J., HANSHAW B. B.: « Sources of dissolved carbonate species in groundwater and their effects on carbon-14 dating ». *Isotope Hydrology 1970, IAEA, Vienna* (1970).
- [9] REINA C.: « Fondamenti idrogeologici e possibilità pratiche di ridurre la salinità dell'acqua delle sorgenti carsiche salmastre del Chidro in Puglia ». *Boll. di Geof. Teor. ed Appl.*, 4, n. 16, 371-417, (1972).
- [10] SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA: « F. 203 (Brindisi) e F. 213 (Marruggia) ». *Carta Geologica d'Italia*, (1969).
- [11] STEFANON A., COTECCHIA F.: « Prime notizie sulle caratteristiche di deflusso e sulle modalità di investigazione delle sorgenti subacquee ai fini di una loro captazione ». *Quaderni de "La Ricerca Scientifica"*, 58, 165-195, (1969).
- [12] ZORZI L., REINA C.: « Le acque sotterranee in terra d'Otranto ». *Documento n. 1 della Cassa per il Mezzogiorno, Roma*, (1955).

ray results. As can be seen, in the absence of vertical currents the radon content is high only where there is a radioactive anomaly in the rock. But when there are vertical currents, these mix the waters in the well and the radon content remains more or less constant throughout the stretch affected by the currents.

C) *Use of vertical current measurements to identify hydraulic head relationships between the deep and shallow aquifers*

The possibility of there being an exchange of waters between the two aquifers depends on the local permeability of the marly calcarenite level which separates them. The direction of the exchange is, of course, governed by the relative hydraulic heads involved.

It has been observed that, in general, there is little difference in the piezometric surface of the deep aquifer and the water table of the shallow aquifer. Viewed on a broad scale, the hydraulic heads are the same, but locally there may be differences owing to the frequent variations in permeability of both aquifers, which are highly anisotropic.

In the C1 area the hydraulic head of the shallow aquifer is greater than that of the deep aquifer and there is always a descending current in this well (Fig. 134). So where there is a way through the calcarenites here, the shallow groundwaters leak into the deep aquifer.

Around E2, instead, the situation is just the reverse. Here a vertical current rises from the basal limestones towards the shallow aquifer. Where this affects the waters of the zone of diffusion of the deep aquifer, the shallow aquifer groundwaters are, of course, contaminated (Fig. 135).

It has sometimes been noted that the direction of flow of the vertical currents changes in sympathy with fluctuations in sea level.

7.5.7. Conclusions

The investigations have revealed the main features of the complicated groundwater flow pattern which occurs in the Idume Springs area.

It has been ascertained that there is a very close link between the geological situation, the conformation of the springs and the geochemical aspects. This coastal spring complex is quite different from the others dealt with earlier (S. Isidoro estavelles, Chidro Spring and the Taranto « citri »). Because of the nature of the complex, the salinity of waters from individual springs varies and this naturally affects such practical matters as selection and use. Only a small part of the waters can be utilized as they are, since salinity is frequently high. However, the salt content of any one given spring tends to be fairly constant over the course of time, notwithstanding the small changes caused by tides, atmospheric pressure, etc., so if the waters were mixed with fresher waters most of them could readily be used. They could also be treated in a desalting plant designed for brackish waters.

It is apparent that the Idume area is not suitable for tapping the deep aquifer. This could be done more profitably at a greater distance from the sea, where the thickness of the groundwater reservoir is greater and the salt content is lower.

The investigations have indicated certain areas where conditions are favourable for the controlled extraction of water from the shallow aquifer. In particular, there is the one between Wells C1 and C3. Here the ground level is about 6.30 m above mean sea level (I.G.M.), while the water table is only about 4.80 m below g.l. The logs of these two boreholes and of two test pits near C1 indicate that the total thickness of productive levels in the shallow aquifer amounts to about 20 m. The pumping tests show this to be an area of high specific yields, while the trends of the water-table contours and isodiabases confirm that there is an important line of groundwater flow here. The chlorinity values (0.4 g/l Cl⁻ maximum) guarantee good water quality over the course of time. Last but not least, the fact that the hydraulic head of the shallow-aquifer groundwaters is always greater than that of the waters in the deep aquifer is a very encouraging, and it can be taken that provided the water table is not excessively lowered, there will be no contamination from below.

October 1968. Fig. 127 shows the trend of the contours joining points having the same radon content. The distribution of the waterpoints which intercept waters flowing in the glauconitic-phosphatic level is readily apparent from this map. One of the most interesting is the main sub-aqueous spring of the Idume complex, with a radon content of 30×10^{-10} Ci/l.

As the radon content is also closely linked with the mobility of the groundwaters, a second set of measurements was taken, this time during the pumping tests. The results of the radon determinations on water samples taken after 2 or 3 hours of pumping are plotted against specific yield in Fig. 128. In this manner it has been possible to distinguish (Fig. 129):

— Areas having wells with low average specific yield and low radon content (low-permeability areas)

— Areas having wells with low average specific yield and high radon content (generally low permeability and groundwater movement limited to the glauconitic-phosphatic level)

— Areas where an increase in specific yield is matched by an increase in the radon content; enrichment here is a function of the varying mobility of the groundwaters from point to point in the aquifer.

7.5.6. Use of radioactive tracers

A) Flow velocity at the water table

A series of measurements was run in September 1968 to ascertain the groundwater flow velocity at the water table of the shallow aquifer. Iodine-131 was used for the purpose and fifteen wells were involved. The values obtained are plotted in Fig. 130, from which it emerges that the highest velocities occur in the area immediately around Idume Springs, thus confirming the marked draining effect these have on the shallow-aquifer groundwaters.

B) Use of artificial radioactive tracers to measure velocity and direction of groundwater flow in boreholes

a) Velocity and direction of groundwater flow in the deep aquifer

Fig. 120 shows the variations of groundwater velocity with depth in Well SR. The highest velocities, averaging around 11 cm/d, are encountered between 58 and 75 m below g.l., where there is a level in which the fractures have been enlarged by karst dissolution. Higher up, where the rock is less permeable, the velocity decreases to about 2 or 3 cm/d.

The waters in the zone of diffusion are practically stationary.

In Well C5, where the basal limestones contain only seawater, the velocity of flow is considerably higher, around 67 cm/d (Fig. 131), while the direction is towards the springs (Fig. 132).

b) Velocity and direction of groundwater flow in the shallow aquifer; measurement of vertical currents

The measurements of groundwater flow velocities in boreholes completed in the Post-Cretaceous shallow aquifer show this to be composed of a complex of levels with an irregular distribution of permeability in all directions (horizontally and vertically), thus bearing out geolithological observations. The diverse groundwater flow velocities measured down various boreholes correspond to different water-bearing levels; they vary widely from as little as a few centimetres a day to several metres.

The highest velocities occur in the glauconitic-phosphatic calcarenite level, thus confirming the stratigraphic observations which revealed the presence of preferential flow channels created by karst dissolution. Typical in this regard is the trend of groundwater velocities in Well C5 about 1400 m from the sea (Fig. 131), where a maximum of about 18 m/d was measured (uncorrected for the influence of vertical currents).

Measurement of the direction of groundwater flow at the same level shows this to be towards the springs (Fig. 132).

The most immediate consequence of this hydrogeological situation is that the various groundwater levels in the shallow aquifer have different hydraulic heads, with the result that vertical currents are established in boreholes, and water is thus transferred from one level to another.

An example of this is given in Fig. 131. This shows there is a descending current above the glauconitic level, which reaches a maximum velocity of about 55 cm/m, while an ascending current below that level reaches a velocity of about 15 cm/m.

It is therefore evident that the glauconitic level exerts a strong draining action mainly on the overlying level and to a lesser extent on that below it, removing a total of around 1300 l/h from them.

Thanks to the presence of the radioactive glauconitic level, radon acts as a natural tracer for vertical currents; its presence has been logged at various depths in the boreholes studied. Fig. 133 reports the results of Rn logging in Wells E4, C1 and C2, relating these to the gamma-

7.5.5. Natural tracers in groundwaters

A) Chlorine content of groundwaters

Chlorine distribution at the shallow-aquifer water table

When static levels were being measured in the dug wells of the observation network, water samples were taken and analysed for Cl^- . The contours showing points of equal chloride ion concentration are plotted in Figs. 121, 122 and 123, covering different sampling periods. The anomalous chlorinity values encountered in some cases are explained by adverse conditions in the well from which the sample was taken, the waters being diluted by rainfall or the salt content concentrated by evaporation.

It is apparent from a comparison of the three Figures that the distribution of the chloride ion concentration at the water table does not generally vary much over the course of time.

The marked anisotropy of the shallow-aquifer groundwaters where the chloride-ion content is concerned is very clear from the sinuous nature of the contours. The origin of this condition is contamination by waters of higher chlorinity coming from the deep aquifer via those blocks where the presence of karst phenomena and fracturing render permeable the marly calcarenite level of Miocene age, which normally separates the two aquifers.

It is apparent from the maps that waters of different chlorinity occur at the same distance from the sea. The areas where the contours swing inland are generally those where the marly calcarenites permit the rise of the deep-aquifer groundwaters when their hydraulic head is greater than that of the shallow-aquifer groundwaters. Where, instead, the contours swing shorewards the shallow-aquifer groundwaters are not mixed with those of the Cretaceous aquifer, so their chlorinity is lower.

Water samples for Cl^- determinations were also collected during the pumping tests. The isochlorinity contours for samples taken at the initial and final stages of the pumping are illustrated in Figs. 124 and 125.

There are no marked variations between the contours shown here and those in Fig. 121 to 123, nor is there generally any great rise in chloride ion content as a result of pumping hand-dug wells when relatively small volumes of water are involved, though the increase is more noticeable on boreholes, where deep waters are obviously drawn up from depth.

Examination of the chlorinity of waters from the «*aisi*» and from the channels draining the subaqueous springs at the bottom thereof provides more detailed indications of the influence which the deep aquifer exerts on the shallow one (Fig. 126).

Samples taken along the Canale Grande show that the Cl^- concentration in the first stretch is quite low (0.80-1.10 g/l), but rises quite abruptly to 6.50 g/l at «*aiso*» A (whose waters have a Cl^- content of 7.80 g/l). The mixing of water containing 3.97 g/l Cl^- coming from another spring located at «*aiso*» E (whose waters run 1.30 g/l Cl^-) causes some reduction in salinity and the waters remain at about 5 g/l Cl^- along the rest of the channel.

Chlorinity along the first stretch of Canale Rauccio averages around 1.55 g/l, thus these waters come from the same source as those which feed «*aiso*» F (1.42 g/l Cl^-). The value then falls to around 0.60 g/l, where it remains up to the confluence with the left-hand channel. This situation indicates that the subaqueous spring in this part of the channel drains fresh waters from the shallow aquifer, which have not been degraded by brackish waters from the deep aquifer. The same low chlorinity value persists up to 100 m from the main subaqueous spring, after which there is a sharp increase to a maximum of 4 g/l, a value that is maintained up to the seaward outlet. This spring, which provides most of the waters of the Idume complex (about 800 l/s), is therefore fed from a part of the shallow aquifer whose waters are contaminated by those of the deep aquifer.

A series of measurements conducted at various times at fixed points in the channels concerned, indicates that although chlorinity is slightly affected by sea-level variations, the range of difference is not more than 1 g/l (Fig. 112).

It is also likely that variations in atmospheric pressure may have quite a considerable influence on saline contamination of the «*aisi*» and subaqueous spring waters, perhaps in the same way as in the case of marine estuaries.

To sum up, the distribution of chlorinity at the water table of the shallow aquifer depends not only on the chloride ion content of the original waters but, to a very great extent, on that of the waters which leak up from the Cretaceous aquifer, especially in that strip of coast where this contains only intruding seawaters.

«*Aisi*» and subaqueous springs are the natural onshore outlets of preferential channels of groundwater flow, which nearly always occur where the marly calcarenites of Miocene age are sufficiently permeable to allow saline water to rise from the basal limestones.

B) Radon content of water in dug wells

As noted when discussing the geology, there is a key level of glauconitic-phosphatic calcarenite in the shallow aquifer. This is very permeable owing to fissuring and karst phenomena and is locally dolomitized. Because of the presence of radioactive minerals which enrich the groundwaters with radon, the level is readily located by gamma logging. The Idume Springs area thus lends itself well to the use of radon as a natural tracer.

The first logging of the radon content of the water table was performed between April and

surements were taken during similar tidal conditions. The contours clearly indicate the location of paths of preferential groundwater flow towards the spring area.

The annual range of water-table fluctuations of the shallow aquifer is between 20 and 30 cm in all parts of the area studied, except in the west where it is about 100 cm. The differences are attributable to the direct and indirect influence of atmospheric pressure, as well as to seasonal recharge.

C) Communicability

Fig. 117 shows the trend of the isodiabases in the study area. This particular investigation was run between June and October 1969 when about eighty readings were taken of water-table levels in selected hand-dug wells, generally over a four-day period for each well. Six automatic level recorders with 1:1 recording scales were used for the work, and sea levels were also measured at the same period by a tide gauge, also with a 1:1 scale, installed at Torre Chiara specifically for this purpose.

The investigations revealed the preferential paths of flow in the shallow aquifer. In Fig. 117, these coincide with corridors where communicability is good; these are bounded by areas where communicability is poor and there is a barrier to groundwater flow.

The marked anisotropy of the formations constituting the shallow aquifer is readily apparent from the map.

D) Pumping tests

A series of yield tests was run on about fifty selected hand-dug wells. For simplicity, all the results are reported in terms of average specific yield, thus facilitating comparison of the behaviour of the individual wells on pumping (Fig. 118). Some abnormally low values in areas where specific yield is normally high can be attributed to the poor state of the wells themselves (clogging, insufficient depth, etc.).

As was to be expected, high yield areas coincide with those having good communicability, emphasizing the very permeable nature of the aquifer there. The highest average specific yield recorded in such areas was 366 l/s/m.

7.5.4. Groundwater chemistry

A) Complete chemical analyses

The results of chemical analyses on water samples taken on various occasions from boreholes and from the channels by which the Idume Spring waters flow to the sea are set forth in Table 15.

Some of the most representative analyses are plotted by Schoeller's method in Fig. 119. It is apparent from these that the waters of both the shallow and deep aquifers, and consequently those flowing in the channels, are all contaminated to a varying extent by seawater which intrudes the land-mass. Degradation of water quality is particularly marked in the case of the main spring of the Idume complex.

It is again evident that measurement of the chloride ion content alone suffices to indicate the order of magnitude of the mixing of intruding seawaters with groundwaters in both aquifers.

B) Salinity logging of boreholes

The salt content of borehole waters was logged by means of a bathysalinometer. The results show that even the waters of the shallow aquifer are subject to some degree of salinity stratification, generally in the 0.3 to 2.0 g/l range.

Only in the areas closest to the shore is the transition zone between intruding seawaters and fresh groundwaters of the shallow aquifer encountered (Well E 4 drilled about 550 m from the shore). It has been established that direct intrusion of seawater into the permeable Post-Cretaceous rocks runs for only about 500 m inland, at a maximum.

Regarding the deep aquifer, salinity logging of boreholes penetrating the Cretaceous limestones shows that the thickness of the groundwater body decreases gradually towards the shore. Thus in Well SR it is 64 m, measured from the water table to the top of the zone of diffusion (which is 30 m thick here - Fig. 120), while it completely tails out some 1.5 km from the shore, the Cretaceous aquifer containing only seawater thereafter.

As a result of this situation, there is an apparent interface in Well C 5, drilled in the Cretaceous carbonates. This feature occurs where there is an impermeable level and is actually the result of fresh shallow-aquifer groundwaters floating on top of the intruding seawater which completely occupies the Cretaceous aquifer at this distance from the shore. The same thing occurs with Well E 2 (Fig. 107) where, however, the basal limestones contain highly brackish water, albeit not seawater, belonging to the zone of diffusion of the deep aquifer.

16.40	20.30	Calcarenite grading to crumbly glauconitic-phosphatic calcirudite; dolomitization observed at top and bottom
20.30	20.75	Cavity
20.75	25.70	Hard, microcrystalline greyish dolomitic limestone very karstic, with large intercommunicating cavities often lined with calcite crystals
25.70	32.30	Greyish dolomitic limestone, highly karstic but cavities are totally occluded by calcite crystals
32.30	38.50	Compact, yellowish-grey, marly calcarenite.

WELL E5

From (m below gl)	To	Description
0.00	0.35	Topsoil
0.35	4.10	Greyish fossiliferous calcarenite
4.10	6.40	Compact greyish calcarenite widely affected by secondary dolomitization
6.40	11.00	Greyish dolomitic limestone with extensive karst phenomena.

7.5.3. Hydrological investigations

A) Discharge measurements in channels draining the springs

With the assistance of the Bari Hydrographic Section of the Ministry of Public Works, discharges were measured in Canale Rauccio and Canale Grande (Gelsi) at stations some 250 m from the shore, and in the outflow channel at a point a few dozen metres from the sea. Measurements were made on 28 March and 23 September 1968 during syzygial tides.

In the March cycle of measurements, distinguished by a very small tidal range (7.1 cm) the discharge in the outflow channel at low tide was high, 1180 l/s, while during the same period discharges of 1068 l/s and 127 l/s were recorded in Canale Rauccio and Canale Grande (Fig. 112). Discharges at high tide were slightly lower, being 1039 l/s in the outflow channel, 1008 l/s in Canale Rauccio and 76 l/s in Canale Grande.

Lower discharges were recorded during the September series of measurements when the tidal range was greater (21.7 cm) and flow rates were decidedly more variable, depending on the state of the tide, being 862 l/s at low tide and 437 l/s with a rising tide in the outflow channel. It is also interesting to note that the sum total of discharges in Canale Rauccio (varying between 817 and 974 l/s) and in Canale Grande (180-63 l/s) greatly exceeded that in the outflow channel. This discrepancy is attributable to the reduced conveyance capacity of the outflow channel as a result of higher sea levels; when tides are particularly high, this leads to extensive flooding of the lands around the channels.

It seems clear from the results obtained that the discharge and the variations between maximum and minimum values are influenced by tidal range: the higher the tide the lower the discharge and the greater the overall variations in flow rate. It thus follows that the conveyance capacity of the channels is closely associated with the periodic and aperiodic changes in sea level, which cause variations in the hydraulic head on the subaqueous springs and influence free seaward flow in the outlet channel.

B) Water table measurements

Between October 1968 and October 1969 four cycles of watertable measurements were carried out on a network of about one hundred wells — mainly hand-dug — previously selected and levelled to establish their elevation.

From these investigations it ensued that the mean hydraulic gradient of the shallow aquifer is 0.10 per mille at distances of over 4 km from the shore, and about 0.25 per mille in the coastal strip, including the Idume Springs area. This increase is caused by the concentrated draining action exerted on the groundwaters by the springs.

The water-table contours illustrated in Figs. 113, 114, 115 and 116 were obtained by relating the static levels measured in the wells to mean sea level (I.G.M.). As far as possible, the mea-

7.10	12.30	Hard, greyish-brown microcrystalline dolomitic limestone with extensive karst phenomena
12.30	14.25	Greyish calcarenite, dolomitized in parts
14.25	17.20	Calcarenite grading down to soft, compact pinkish-white calcirudite with some fractures recemented by limonite
17.20	23.00	Greyish-green, glauconitic-phosphatic calcarenite with extensive karst phenomena and bands of secondary dolomitization
23.00	29.80	Greyish marly calcarenite with occasional bands of secondary dolomitization, a few subvertical fractures; karstic from 26.70 m
29.80	38.40	Cavity
38.40	41.80	Fractured, greyish marly calcarenite
41.80	51.60	Fractured, straw-yellow marly calcarenite
51.60	55.00	Fractured, karstic grey dolomitic limestone.

WELL E2

From (m below gl)	To	Description
0.00	0.25	Topsoil
0.25	2.15	Hard, compact highly fossiliferous greyish-white calcarenite
2.15	3.60	Greyish, vuggy calcarenite with secondary dolomitization and a few subvertical fractures
3.60	7.70	Greyish, vuggy, karstic calcirudite with a few subvertical fractures.
7.70	8.70	Greyish calcirudite extensively affected by secondary dolomitization and karst phenomena
8.70	11.50	Compact, vuggy calcarenite with slight traces of karst phenomena
11.50	16.50	Greyish-green, glauconitic-phosphatic calcarenite with bands of secondary dolomitization and extensive karst phenomena
16.50	20.50	Greyish dolomitic limestone with extensive karst phenomena
20.50	46.40	Grey marly calcarenite, usually soft but hard in places, compact
46.40	53.30	Soft, compact, straw-yellow, marly calcarenite from 48 to 50 m a few subvertical fractures recemented by limonite
53.30	60.40	Fractured, greyish, dolomitic limestone with occasional traces of karst phenomena

WELL E3

From (m below gl)	To	Description
0.00	5.30	Alternation of calcarenite and dolomitic limestone showing marked signs of karst phenomena
5.30	5.80	Greyish, karstic dolomitic limestone
5.80	7.00	Karstic calcarenite affected by secondary dolomitization
7.00	11.70	Greyish dolomitic limestone grading frequently to white calcarenite affected by secondary dolomitization

WELL E4

From (m below gl)	To	Description
0.00	0.80	Topsoil
0.80	2.00	Crumbly, pinkish-white, highly fossiliferous calcirudite
2.00	8.50	Highly fossiliferous whitish calcarenite with numerous calcareous nodules
8.50	16.40	Greyish-white calcarenite, soft in places, hard in others when affected by secondary dolomitization, fossiliferous, compact

10.80	14.00	Hard, greenish-grey, glauconitic-phosphatic calcarenite with extensive karst phenomena, dolomitized in places, glauconitic sand and calcite crystals in the cavities (up to 8 cm in diameter)
14.00	15.30	Cavity
15.30	16.70	Calcarenite as above
16.70	33.70	Compact, light-grey, fairly hard calcarenite with traces of solutional phenomena between 18.00 and 18.40 m
33.70	51.50	Soft, yellowish, marly calcarenite with a few smallish subvertical fractures, grading downwards to straw-yellow marly calcarenite.

WELL C4

From (m below gl)	To	Description
0.00	0.35	Topsoil
0.35	4.50	Calcirudite grading down to soft whitish-yellow calcarenite with subvertical fractures in middle part; macrofossils present (lamellibranchs)
4.50	6.30	Grey, vuggy micritic and dolomitic limestone
6.30	11.40	Soft, greenish, glauconitic calcarenite, highly fossiliferous; very karstic between 9.40 and 11.40 m, the cavities containing glauconitic sand and calcite crystals
11.40	16.10	Cavity
16.10	18.30	Whitish calcarenite with some traces of karst, grading down to whitish, vuggy, karstic limestone
18.30	30.46	Soft, compact, greyish, marly calcarenite with a few subvertical fractures and traces of karst at 21.40 m; dark-grey dolomitic limestone between 21.60 and 24.00 m

WELL C5

From (m below gl)	To	Description
0.00	0.40	Topsoil
0.40	2.00	Soft, yellowish calcarenite
2.00	7.50	Whitish calcarenite with macrofossils
7.50	25.60	Soft, whitish calcarenite down to 9.00 m and then hard, grey limestone; a few subvertical fractures throughout the mass, and some slight traces of water movement
25.60	30.70	Greyish dolomitic limestone with extensive karst phenomena
30.70	33.50	Glauconitic-phosphatic greyish-green calcarenite with extensive karst phenomena
33.50	42.70	Hard, greyish dolomitic limestone with extensive karst phenomena
42.70	60.00	Greyish, slightly marly calcarenite, slightly vuggy; sometimes soft, sometimes hard
60.00	68.80	Compact, straw-yellow marly calcarenite
68.80	69.20	Cavity
69.20	76.50	Hard, whitish waxy limestone with subvertical fractures and extensive karst phenomena

WELL E1

From (m below gl)	To	Description
0.00	0.50	Topsoil
0.50	3.00	Pinkish-white, crumbly, vuggy calcirudite with large lamellibranchs
3.00	7.10	Calcirudite grading to calcarenite with some secondary dolomitization, highly fossiliferous (corals, gasteropods, teeth, etc.)

WELL C1

From (m below gl)	To	Description
0.00	4.30	Highly-fossiliferous whitish-yellow calcirudite, slightly fissured
4.30	5.60	Compact, yellowish calcarenite
5.60	13.20	Alternating levels of limestones and dolomitic limestone, greyish, generally fine grained, hard, compact and vuggy in places
13.20	17.00	Calcarenite grading to calcirudite, locally dolomitized
17.00	24.00	Limestone and dolomitic limestone, highly karstified, glauconitic, greenish; large karst cavities (up to 10 cm) filled with glauconitic sandy material; small brownish phosphate nodules
24.00	26.50	Whitish grey dolomitic limestone, karstified, grading to calcirudite in course of dolomitization, a few phosphorite grains.
26.50	27.30	Cavity
27.30	37.40	Yellowish-white calcarenite, generally fractured but compact in places
37.40	39.80	Calcarenite grading to whitish limestone, karst phenomena present
39.80	53.20	Whitish-grey marly calcarenite becoming yellowish in lower part; small amount of karst phenomena around 50 m
53.20	60.00	Grey micritic dolomitic limestone, with occasional bituminous interbeds, fractured, limited amount of karst.

WELL C2

From (m below gl)	To	Description
0.00	10.00	Compact, whitish-yellow even-grained calcarenite with a few subvertical fractures in the upper part
10.00	14.50	Calcarenite grading to glauconitic-phosphatic calcirudite, greenish-yellow in upper part, greenish lower down, fossiliferous, very cavernous between 12.70 and 14.00 m
14.50	24.50	Compact, light-grey calcarenite with a few subvertical fractures, hard at the top and softer lower down
24.50	30.00	Hard, light-grey dolomitic limestone with extensive karst phenomena
30.00	34.50	Soft, light-grey calcarenite with extensive karst phenomena
34.50	35.40	Cavity
35.40	35.50	Calcarenite as above
35.50	37.50	Cavity
37.50	40.30	Greyish-white calcarenite with subvertical fractures and extensive karst phenomena
40.30	40.50	Cavity
40.50	41.50	Calcarenite as above
41.50	41.90	Cavity
41.90	42.20	Calcarenite as above
42.20	49.40	Light-grey marly calcarenite
49.40	50.50	Soft, yellowish, compact calcarenite, slightly fractured in places.

WELL C3

From (m below gl)	To	Description
0.00	0.30	Topsoil
0.30	2.00	Soft, whitish calcirudite, highly fossiliferous (lamellibranchs and corals)
2.00	10.80	Dark-grey micritic and dolomitic limestone with some karst cavities lined with calcite crystals; grading upwards to calcirudite and downwards to calcarenite with veins of secondary dolomitization

limestone and subordinately of limestone, though it frequently grades laterally to calcarenites exhibiting pronounced diagenesis. Here, too, there are numerous unimportant macrofossils. The rock is not clearly bedded but it is highly fractured and karstification is extensive.

The local thickness of these three lithotypes constituting the middle level of the Miocene here is about 20 m, it is estimated. Taken as a whole, the level is very permeable as a result of fissuring and karst phenomena.

The upper level, which closes the Miocene transgression, consists of whitish calcarenite, sometimes calcirudite, generally exhibiting pronounced diagenesis. It is only a few metres thick. The rock is not very fractured and has no karst dissolution phenomena of note; so it must be considered as relatively impermeable, what little permeability it has being attributable to porosity.

c) *Pliocene calcarenites and calcirudites*

Pliocene calcarenites and calcirudites onlap the Miocene in most of the study area, though they lie directly on the Cretaceous in the south-west. These yellowish-red rocks contain many common macrofossils, echinoids, oysters, pectens, gasteropods, etc.) indicative of a shallow-sea depositional environment. It is estimated that the maximum thickness of the formation is about 6 m. Permeability, due to fissuring and porosity, is low.

d) *Pleistocene calc-tufas*

This highly-fossiliferous formation, consisting of calcirudite, sometimes calcarenite, outcrops near the sea. Its appearance is typically that of recently formed calc-tufa. It is generally yellowish and almost always coarse grained. The formation is never thick, usually about one metre. Permeability, due to fissuring and porosity, is low.

e) *Recent sands and marsh silts*

Fine sands and silts, sometimes peaty, outcrop only in the coastal strip, where the water table is often higher than ground level. These deposits were laid down in a lagoonal or marshy environment. Their permeability is very low and they are, in fact, virtually impermeable when the silts predominate.

f) *Coastal dunes and beaches*

Dunes and beaches of calcareous sand form a strip a few dozen metres wide along the present coastline.

B) *Boreholes, gamma logs and rock chemistry*

To complete the surface geological survey and to facilitate hydrogeological investigations, six boreholes totalling 429 m, were drilled during the course of the Research Project.

The Bari Irrigation Authority drilled five other wells at the same time.

The borehole logs and well-completion details are illustrated in Figs. 109, 110 and 111. Boreholes whose number is preceded by the letter C were drilled by the CNR, while those preceded by the letter E were drilled by the Irrigation Authority. Details of Borehole SR (CNR), drilled entirely in the Cretaceous aquifer and used also as an observation well for monitoring the groundwater-seawater interface, are given in Para. 5.4.

All the boreholes were drilled with a rotary rig, using the lost freshwater-circulation, continuous-coring method.

The C-type boreholes were completed with PVC casing (about 15 percent perforated), while the E-type wells have tarred iron casing (about 11 percent perforated). C1, which penetrates the Cretaceous limestones, has «cell-type» completion to prevent communication down the water column between the shallow and deep aquifers and to ensure that the data collected refer to the individual groundwaters from these two aquifers and not to a mixture thereof.

The results of the gamma-ray logging of the formations are also illustrated. These highlight the radioactive anomaly at the glauconitic-phosphatic horizon.

The results of chemical analyses run on rock samples taken from the cores of the various boreholes and the classification according to A. Carozzi are set forth in Table 14.

The lithology of the formations encountered during the drilling of these boreholes is described in detail below:

limestones and dolomitic limestones and the shallow one in the permeable Post-Cretaceous rocks. The two aquifer systems are separated by a thick level of Miocene marly calcarenite which underlies the shallow aquifer, while the deep one floats on the seawaters intruding the land-mass [4, 12].

At first sight the Idume Springs would appear to drain waters from the shallow aquifer, but the high salinity and the high discharges led to the assumption that there must also be a very considerable contribution from the deep aquifer groundwaters.

Investigations were therefore made to clarify the way groundwater movement occurs and also to identify what interaction there is between the two aquifers, this information being necessary for ensuring rational use of the water resources for regional agricultural and industrial development.

Eleven boreholes, for a total depth of 605 metres, were drilled specifically to acquire the required geologic and hydrologic data, and wherever possible, use was also made of boreholes drilled in the past by organizations and individuals.

Over three hundred hand-dug wells were inventoried and around one hundred of these were selected and spirit-levelled to provide a network for the systematic measurement of groundwater stage and for the hydrologic investigations detailed ahead.

A self-recording tide gauge was installed at Torre Chianca to obtain data on sea-level fluctuations (Fig. 107). This is still operated by the Bari Irrigation Authority.

7.5.2. Geological setting and permeability of formations

A) Surface geology

A detailed geological survey was made of a 60-km² area (Fig. 107). The following description of the stratigraphy is based on information provided by this survey and by the exploratory holes that were drilled.

a) Upper Cretaceous limestones and dolomitic limestones (Senonian-Turonian)

This formation outcrops in the south-western part of the area examined. It consists of limestones and, to a lesser extent, dolomitic limestones, microcrystalline and detrital, varying in colour from a predominant light grey to white or brownish pink. Bedding is quite distinct, the individual strata being no more than one metre thick. The formation generally dips north-east at not more than 20°.

The isobaths plotted on the basis of data from boreholes (Fig. 108) show that the formation tends to run to depth towards the coast. They also reveal the presence of a buried gorge running SW-NE in the south-eastern part of the area.

The rocks are intensely fractured and affected by karst phenomena, so from the hydrogeological aspect they must be considered to be well endowed with secondary permeability.

b) Miocene marly calcarenites, calcarenites, limestones, dolomitic limestones and glauconitic-phosphatic calcarenites

The Miocene here is distinguished by marked vertical heterogeneity, while the upper levels are also subject to considerable horizontal changes. On the geological map the Miocene is shown as three different levels, but each of these can be broken down into several lithotypes on the basis of detailed lithological and hydrogeological characteristics.

In direct contact with the underlying carbonate rocks is a level consisting of a succession of two types of marly calcarenites; the lower one is very fine-grained, soft and characteristically straw-yellow in colour, while the upper one, which follows without any stratigraphic break, is less marly, not so soft and ash-grey in colour. The maximum thickness of these calcarenites is around 40 m. They are generally compact, though locally there are zones where the rock is fractured and sometimes karstified. This level can, however, be considered as practically impermeable.

The middle level of the Miocene formation consists of three lithotypes. The lower part is formed of a very hard, subcrystalline, greyish dolomitic limestone, which frequently grades laterally to coarse-grained calcarenite sometimes exhibiting clear signs of secondary dolomitization. The rocks are fairly fractured but are not clearly bedded. Karst phenomena have, however, developed widely as a result of groundwater movement and there is now a series of intercommunicating cavities (5 to 6 cm in diameter) often lined with calcite crystals.

The overlying lithotype consists of glauconitic-phosphatic calcarenite, often calcirudite, greenish in colour, frequently grading laterally to glauconitic-dolomitic limestone [7].

There are numerous macrofossils, lamellibranchs and gasteropods in particular, which are of no great significance from the palaeontological aspect. This rock is often very radioactive, owing to the presence of uranium associated with the phosphates. It can, therefore, be pinpointed precisely by gamma-ray logging, even in boreholes for which no lithological description is available. Consequently, this is a key horizon for plotting the stratigraphy of the area in question.

The lithotype at the top of this level is similar to that at the bottom. It consists of dolomitic

7.4.2. Hydrogeological setting of the « citri »

The groundwaters drained by the « citri » are flowing in Cretaceous carbonate rocks. These are in outcrop no farther than 2 km from the northern shore of the Mar Piccolo but then they plunge rapidly to the south-west and in the spring area they are overlain by essentially clayey materials and calcarenites which may be several metres thick.

The typical stratigraphic succession in the Mar Piccolo area is as follows, from the bottom upwards: Cretaceous limestones and dolomitic limestones (Altamura Limestones of Senonian-Turonian age), fine, compact calcarenites (Gravina Calcarenites of Upper Pliocene age), blue-grey silty, clayey marls (Bradano Clays of Calabrian age), and generally coarse calcarenites and pan-china limestones (M. Castiglione Calcarenites of Tyrrhenian-Calabrian age). More recent lagoon and marsh deposits, such as silts and beach sands, are also present.

The Calabrian marly-clayey cover which thickens to the south-west confines the deep groundwaters, putting them under pressure and obstructing their seaward outflow.

It is apparent from the physiography of the Mar Piccolo that the submarine springs occur where there are troughs or depressions in the seabed, which sometimes run down into the basal limestones. It is thus logical to presume that the « citri » came about in the same way as the Chidro Spring (see Para 7.3.3), where there are also irregularities in the calcareous bedrock. The presence of « highs » resulted in the thinning of the practically impermeable cover, which was then perforated by the confined groundwaters.

Tunnels were driven recently to convey seawater for cooling processes at the Italsider steelworks a few kilometres from the coast. The tunnels were always kept in the Calabrian blue clays, but where the thickness of these above the water-bearing Cretaceous limestones fell to less than 10 m, there was always the danger of the groundwaters penetrating into the workings. Indeed, in one case the clay cover was accidentally perforated and confined groundwaters rushed into the heading. It was then necessary to inject compressed air to push them back.

The draining effect exerted by the submarine springs in the Mar Piccolo is clearly illustrated by the trend of the piezometric surface, the contours of which have been plotted from groundwater level measurements made in numerous boreholes drilled in this area (Fig. 106). The piezometric gradient is around 2 per mille, with piezometric heads decreasing rapidly from over 8 m (at an average of 10 km from the shore of the Mar Piccolo) to 4 m. It is interesting to note that the 4-m isopiezometric line runs very close to the Mar Piccolo, so the groundwater head is still very high at no great distance from the points where the submarine springs issue forth. Near the largest « citri » (western inlet of the Mar Piccolo) the piezometric level falls to about one metre and the groundwater contours as a whole clearly indicate the direction of drainage.

7.4.3. Characteristics of the « citri »

The studies performed [11] concerned only those submarine springs with such large discharges that they are visible from the surface of the sea. It thus ensued that four of the known « citri » were examined, three of which lie in the western inlet (Fig. 106).

The total average discharge of the largest springs is around 1500 l/s. The quality of the springwaters tends to differ to a fair extent from case to case. The salinity of the waters from the three springs in the western inlet ranges from 2.5 g/l (at the Galeso « citro », which has the highest discharge of those studied - 750 l/s) to 12.1 g/l (in the springs with the lowest discharge). The temperature of the springwater is between 16.5 and 18.2°C.

A. Stefanon has investigated the possibility of tapping these offshore springs because, where the salinity of the waters does not exceed 3 to 4 g/l and the discharge is high, it would be well worth while tapping them and conveying them onshore for use after mixing with fresher waters.

7.5. Hydrogeology of the Idume springs area

7.5.1. Introduction

The Idume Springs are chiefly large subaqueous springs located on the bottom of drainage channels. They discharge something like 1100 l/s of unutilized water to the sea.

The Idume Springs area lies on the Adriatic watershed of the Salento Peninsula 12.5 km north of Lecce. The terrain is virtually flat, the land sloping down from an elevation of about 30 m down to sea level.

There are other characteristic springs in the area studied. These are known as « aisi » and consist of natural cavities formed in the land surface by chemical dissolution and subsequent collapse of the subhorizontal carbonate rock capping. The groundwaters in these « aisi » level out in the same way as in the « risorgive » of the Po Plain.

Even before the investigations started here it was known that groundwater movement is complex owing to the presence of two separate aquifer systems, the deep one in the Cretaceous

some 7 percent higher, on average, than those downstream, This is almost certainly attributable to the losses which occur through the banks of the channel in the stretch between the two points of measurement.

With the construction of the weir at Boraco and the consequent elimination of the disturbances affecting flow along the channel, it quickly emerged that the regime of the spring is virtually constant. Thus the extreme variability of discharges and the lack of correlation between stage and discharge can be attributed entirely to the action of the sea which directly influences flow in the channels and modifies the discharges by the affect it exerts on both stage and the speed of advance of the waves in the channels.

7.3.5. Conclusions

The investigations performed on the Chidro Spring have clarified the phenomena which brought about the resurgence and which determine the physicochemical properties of the springwaters and of the groundwaters in the Cretaceous aquifer.

The springs originate where there is a «high» in the calcareous bedrock, at a point where the thin clay cover has been perforated by the pressurized waters of the deep aquifer. They are fed directly from the deeper water-bearing levels, not from those which lie immediately beneath them. In fact, while the temperature of the deeper levels in Well CH-1 does not exceed 18°C, that of the waters in the deeper levels of CH-2 is higher, which explains why the waters which issue from the main subaqueous springs have a temperature of 18.4°C.

One important finding is that the hydraulic head of the groundwaters increases with depth. Account has to be taken of this unusual factor when running theoretical calculations on the depth of the interface between the fresh groundwaters and the seawaters which intrude the land-mass. It thus ensues that the piezometric data obtained from piezometers which only run a few metres into the groundwaters are inexact for such calculations. The most marked and important consequence, for all practical purposes, is the high salt content of the groundwaters over a wide area and throughout the entire thickness of the groundwater reservoir. The deeper levels, which are directly affected by the mixing that occurs with intruding seawaters, are capable of forcing brackish waters into the whole of the overlying groundwaters, thus causing irreversible degradation in quality.

There is no reason to think that the high salt content of the groundwaters is caused by a rise in the zone of diffusion owing to the drainage effect of the spring. In this respect it should be pointed out that the zone of diffusion occurs at 120 and 133 m below ground level at CH-1 and CH-2, respectively, which are a kilometre apart. The thirteen metres difference between the depth of the interface in the two wells constitutes the only small rise in the diffusion zone caused by the draining effect of the spring.

The waters from the Chidro Spring cannot be used immediately and directly for irrigation owing to their salinity. However, the salt concentration and temperature are so constant that it may well be possible at some future date to utilize them by mixing them with fresher waters from another source or by reducing the salt content in a desalination plant.

7.4. The « citri » of Mar Piccolo at Taranto

7.4.1. Introduction

The term « citri » is applied to various submarine springs connected with groundwater movement in the deep aquifer contained in the Mesozoic limestones beneath the Mar Piccolo and the Mar Grande at Taranto. Fig. 105 presents a probable geological section through a « citro ».

It is only possible to give a few broad indications on this type of spring, since the subject does not form a specific part of this Research Project⁽¹²⁾. As can be seen from the geological profile, the mode of occurrence of the « citri » is much the same as that of the Chidro Spring, although they happen to be on the seabed. However, it is likely that a few thousand years ago they, too, were subaerial, considering the palaeogeography of the Ionian coast in the Taranto area (see ahead).

The position of the « citri » is readily evident from the surface owing to the series of concentric ripples which spread out from the point where they issue from the bedrock. They have been studied for long now by hydrogeologists and other workers because of the relatively low salt content of their waters.

⁽¹²⁾ For the study these springs and possible ways of tapping them the CNR-IRSA awarded a contract to a group headed by Dr. A. Stefanon, which is particularly well equipped to conduct underwater research.

oldest ones, with water varying from 3100 to 4200 years old at depths of between 86 and 120 m below ground level. The waters drained by the subaqueous spring are even older, being about 6000 from present.

On the other hand, the waters from the Boraco Spring are only 2200 years old, clearly indicating that this is fed from different water-bearing levels.

The dating indicates that the groundwaters have been in the aquifer for a long time, the only exception being those from a level 69 m below g.l. in CH-1, which are relatively young (500 years old). This is probably the result of the mixing of deep groundwaters with recent recharge waters.

7.3.4. Discharge regime: Analogies with Boraco Spring

Measurements made near the outlet of the Chidro Spring Complex over the course of the years indicate that the discharge is quite variable, ranging from a minimum of 1900 l/s to a maximum of about 3100 l/s, with an average of 2400 l/s.

There can be no doubt that the discharge measurements are influenced by variations in hydraulic head caused in the basin by fluctuations in sea level, which are transmitted as pulses via the short outlet channel.

To ascertain what the actual hydrologic regime of the spring is, i.e. what the discharge pattern would be if it were dependent solely on the hydrologic regime of the groundwaters, studies were performed on the Boraco Spring some 4 km away, since the hydrogeologic characteristics of this spring and the way it issues forth are similar to those of the Chidro Spring, but it lends itself much better to correct observation.

Stage and discharge measurements were started on the two springs in 1969, appropriate gauging stations being chosen. That at Boraco was sited on one of the two channels at a point intermediate between a group of springs and the confluence with the second channel fed by other springs, while that at Chidro was on one of the most active secondary channels. Automatic level gauges with 1:1 scale recording drums were installed at the two stations.

The average daily water levels measured in the channels during 1969, 1970 and 1971 are illustrated in Fig. 103. The similarity of the hydraulic behaviour of the two springs is evident from the diagrams. The differences in trends, which were particularly marked in the first six months of 1969, are attributable to the different distances between the gauging points and the sea, the different types of effluent channel involved and the amounts of water discharged to the sea, as well as to the thick vegetation still present in the channels. One final point is that there may have been a regularization of discharges in the Boraco channel.

It is apparent that there is no clear tie in between stage and discharge at the two channels, since stage is clearly influenced by sea levels. Consequently, it has not been possible to plot the relevant rating curves for each gauging station.

As is evident, the discharges in the Chidro and Boraco channels do not vary greatly over the year. It also emerges from Fig. 103 that the discharges do not seem to reflect any particular hydrologic regime nor is the trend linked with that of the average daily stage.

Three years of record showed that the hydrologic behaviour of the two springs is identical. Therefore subsequent investigations were concentrated on Boraco where the effluent channels are more regular, there being quite long stretches with unvaried cross-sections, bottom slope and profile; moreover the flow velocity is higher. Consequently, a Bazin-type sharp-crested weir was installed on one of the two channels at Boraco in 1972, after first having carefully regularized the stretch chosen for the measurements. The purpose of the weir was to eliminate the influence of the periodic and aperiodic fluctuations in sea level on water levels upstream, though its height was not great enough to cause any disturbance in the area where the waters issue from underground, as this would have resulted in a change in hydraulic head on the springs. The height was also chosen so as to ensure that only very occasionally, with exceptionally high tides, would the waters flowing downstream of the weir be higher than the sill without spilling over into the surrounding countryside.

After construction of the weir there were no appreciable fluctuations in stage upstream. This is explained by the fact that the periodic fluctuations in sea level, which average about 20 cm, were then transmitted only via the aquifer which provides almost total damping, owing to the length of the stretch involved and its hydrogeological characteristics.

Fig. 104 illustrates the trend of the average daily stages in 1973 upstream and downstream of the weir and also the results of the discharge measurements made at two cross-sections, one near the springs themselves and the other downstream of the weir.

According to measurements made at Boraco between 1969 and 1971, discharges were apparently very variable, ranging from a maximum of 106 l/s to a minimum of 50.6, i.e. a difference of over 52 percent on the maximum. However, the measurements made after the weir had been installed gave values of between 88 and 95 l/s (difference of 7.3 percent) near the springs where there is no backwater effect; the differences in discharge here are attributable essentially to the aperiodic variations in sea level and, of course, to changes in the groundwater recharge situation. The discharges measured immediately below the weir ranged from 75 to 94 l/s, the difference being around 20 percent; here the sea exerted a very evident influence on the water levels in the channel, as the hydrographs clearly show.

It is interesting to observe that the discharges recorded upstream of the weir were always

It is apparent from the foregoing that in a hydrogeological situation of this kind water temperature can be used as a natural tracer. It can supply information not only on groundwater mobility but also on the origin of the springwaters, in this particular instance, because while the main subaqueous springs drain water coming directly from the deepest parts of the aquifer, the smaller ones drain the shallower parts and are distinguished by lower temperatures.

d) *Gamma-ray logging and radon and carbon-dioxide contents of groundwaters*

In the hydrogeological situation obtaining in the area studied, radon and carbon dioxide are very good natural tracers, since their concentration in the groundwaters depends on the mobility of the latter, as mentioned earlier. Downhole measurements of the radon and CO₂ contents of the water were made in CH-1, while radon only was measured in CH-2.

Gamma-ray logs were also run on both holes (Figs 100 and 101). The small variations in count where the limestone-dolomite formation occurs are ascribable to the amount of fracturing and karstification there. The gamma-ray logs clearly indicate the change from one type of lithology to another down the borehole. Experience indicates that the highest counts in the Calabrian formation are given by the clayey levels, as confirmed by direct inspection of cores collected during the drilling.

The radon and carbon dioxide concentrations in CH-1 are in perfect agreement with the trend of groundwater flow velocities at the different water-bearing levels (Fig. 100). The low radon values measured in CH-2 (Fig. 101), on the other hand, reflect the lack of mobility of the groundwater as a whole, except at the very top, where flow rate measurements indicate the presence of a drainage zone along the contact between the Calabrian calcarenites and the limestones.

In the case the Chidro Spring waters, it is possible to make much the same points where radon measurement are concerned as made previously when discussing temperature. The radon content of the waters from the main spring ranges from 12.1 to 14.2 x 10⁻¹⁰ Curies/litre, while that of the minor-spring waters is in the region of a 4 x 10⁻¹⁰, which is of the same order of magnitude as in the well mentioned earlier, which runs for a few metres into the groundwater reservoir (Fig. 102).

These data, too, provide further confirmation on the origin of the waters drained by the Chidro Spring.

e) *Velocity of groundwater flow and vertical currents*

Measurements of groundwater velocity in CH-1 by means of artificial radioactive tracers show that mobility increases with depth. As can be seen from Fig. 100, the maximum velocity — about 65 cm/d — occurs at the bottom of the aquifer in a level where karst phenomena are particularly well developed and where the hydraulic head is greater than in higher levels. The waters in the zone of diffusion and the intruding seawaters are practically stationary.

Groundwater velocities in CH-2 were measured in the presence of rising currents. Thus the data obtained can only be considered as broadly indicative. Nevertheless, they do show that the velocity is no more than a few metres a day at any point down the column of water in the borehole, except at the level where the basal limestones give way to the Tyrrhenian calcarenites, where there is an important drainage zone (Fig. 101).

In any case, the presence of the vertical current, which starts just above the zone of diffusion and dies out at the level in question, is very significant, since it confirms the higher hydraulic head in the deeper levels of the aquifer.

f) *Groundwater age*

In order to ascertain how long the freshwaters of the deep aquifer and the intruding seawaters have been underground, the carbon-14 content was determined on samples taken from different depths in CH-1, and from a subaqueous spring feeding the Chidro basin, as well as from the Boraco Spring, which lies some 4 km west of the Chidro.

The equation evolved by Pearson *et al* [8] was used to derive the age of the waters from the carbon-14 content of the bicarbonates and carbon dioxide dissolved in the groundwaters, thus taking account of the dilution of the C¹⁴ concentration of the carbon dioxide in the topsoil which is dissolved by the percolating recharge waters and then reacts with the calcium and magnesium carbonates forming the rock.

The extent of the dilution was determined by establishing the dilution of the initial carbon-13 content of the topsoil CO₂, assuming for this a C¹³ equal to -22 percent of the PDB Standard (because of the incomplete vegetal covering of the area) and an initial C¹⁴ content equal to 100 percent of the NBS Standard.

The influence exerted on the groundwaters by the intruding seawaters was also taken into account subsequently. As pointed out earlier, the salt content of the deep groundwaters indicates that some 7 to 10 percent of seawater is mixed with the fresh groundwaters. It will be readily appreciated how the mixing of relatively young waters with intruding seawaters more than 23,000 years old results in a decrease in the carbon-14 concentration of the groundwaters. This decrease is easily calculated.

It has been found that the deepest levels of the deep-aquifer groundwaters are also the

a) Piezometric surface

Fig. 99 shows the trend of the piezometric surface of the deep groundwaters. The lines were plotted on the basis of measurements made at the top of the groundwaters. The average piezometric gradient in the area around the Chidro Spring is about 0.5 per mille. It would appear from the conformation of the groundwater contours that the spring drains an area having a radius of something like one kilometre.

To the west of the spring, near the coast, piezometric heads are in excess of 3 m, while to the east they are about 2 m. This is attributable to the fact that the barrier formed by the Calabrian clays shifts the line of emergence of the deep groundwaters which, in other places where these flow freely to the sea, coincides with the present coastline. Indeed, in the eastern part of the study area shown on Fig. 99, where the Cretaceous limestones outcrop some 12 km east of the spring, the 1.50-m piezometric contour swings inland.

The most evident line of groundwater discharge passes through Avetrana, running NW-SE (area highly disturbed by withdrawals).

The piezometric heads shown in Fig. 100 refer to the top of the groundwaters. It was observed earlier that here the hydraulic head increases with depth. As this fact was also noted when drilling CH-1, the equipment schematized in Fig. 17 was used to obtain exact readings of piezometric heads at different levels. This consists in a 2" piezometer in communication with a cell closed at the top end by a pneumatic packer which can be inflated from the surface after having been lowered to the depth selected for making the desired measurement.

By dividing the borehole into a series of cells in this manner, it is possible to obtain a very exact picture of the hydraulic heads at the different levels concerned. In the case in point, this showed that between the top of the aquifer and the bottom there is a difference of a little more than 2 m (Fig. 100).

Further proof, if needed, of the existence of greater heads in the lower part of the aquifer, is given by the presence of ascending currents in the column of water in CH-2 (Fig. 101) detected directly by means of radioactive tracers.

b) Groundwater salinity and chemistry

Fig. 99 illustrates the isosalinity contours of the groundwaters at the top of the aquifer. The presence of a 1 to 2-km wide strip along the coast where the salinity is in excess of 3 g/l can be seen, while values of less than 1 g/l are only encountered at over 7 km or so inland.

Salinity logging of several boreholes shows that the salt content of the groundwaters does not vary greatly with depth. In CH-1 and CH-2, for instance, salinity varies gradually from about 3.5 to 4 g/l between the groundwater surface and the start of the zone of diffusion, which occurs at depths of 120 and 130 m, respectively in the two wells.

Compared with the thickness of the aquifer, the zone of diffusion is relatively thin, being only 2 and 5 metres in CH-1 and CH-2, respectively.

Salinity logging was carried out every three months for four years in the two wells concerned. This shows that the thickness of the groundwater reservoir, measured from the piezometric level to the top of the diffusion zone, does not remain constant but varies over a range of about 50 cm generally. These variations are bound up with the alternation of wet and dry seasons (see Para 5.4.).

Fig. 97 gives the results of complete chemical analyses of waters from CH-1, CH-2, 3K, 0-1 and a spring of the Chidro Spring complex. It will be noted that the salinity increases in proportion to the Cl⁻ content, while the Ca⁺⁺/Mg⁺⁺ ratio is always less than unity. It is clear that the groundwaters of the deep aquifer are all degraded to a varying extent as a result of mixing with the seawater which intrudes the land-mass.

c) Groundwater and springwater temperature

The thermal stratification which occurs in Wells CH-1 and CH-2 is illustrated in Figs 100 and 101. From the data collected, it is apparent that like salinity, temperature remains more or less constant from the top of the groundwaters to the top of the diffusion zone. In the two wells concerned, the values remained at 17.5°C and 17.7°C respectively over the course of time, while in the zone of diffusion and the intruding seawaters there was a gradual increase to 18.05°C and 18.95°C, respectively.

The lower temperatures measured throughout the thickness of the groundwater reservoir compared with that of the waters in the diffusion zone and of the intruding seawaters are attributable to the fact that the waters in the aquifer are relatively mobile, while the seawaters and the waters at the interface are practically stationary. It is only from the diffusion zone that the temperature of the water tends to be in equilibrium with that of the rock. The lower temperature of the groundwater in CH-1 reflects the fact that the waters there are more mobile than those at CH-2. This is borne out by the measurements made of groundwater velocities in the two wells.

Temperature measurements run at the Chidro Spring complex (Fig. 102) show that the temperature of the waters from the main springs is around 18.4°C, while that of the waters from smaller ones (which are fed from the water-bearing levels lying above the clays) varies between 17.4°C and 17.5°C. The temperature of the waters from a well drilled in the immediate vicinity of the basin and penetrating for a few metres into the basal limestones is 17.3°C.

7.3.3. Hydrogeology of the area and origin of Chidro Spring

The Chidro Spring is the result of a particular combination of hydrogeological conditions stemming from the stratigraphic relation among the various geological formations of different permeabilities.

As already remarked, the Calabrian clays have a decided influence on groundwater movement in this area. They confine the deep aquifer waters and constitute an effective barrier to the unimpeded seaward outflow of the groundwaters.

In the specific case of the Chidro Spring, the presence of a limestone ridge on the bed of the Calabrian Sea resulted in the deposition of a thinner layer of clay which — together with the later Quaternary deposits — was subsequently eroded by runoff, giving rise to the San Nicola Channel whose powers of erosion were certainly greater then, when the sea level was lower, than it is now.

Both these factors resulted in the impermeable cover being thinned locally, eventually permitting it to be perforated by the waters of the deep aquifer, which have a high hydraulic head here.

The successive erosion produced by the waters flowing from the opening led to the formation of the present roughly funnel-shaped collecting basin, which is 11 m deep in places.

The main group of subaqueous springs, providing 85 percent of the total discharge, lies on the bottom of this basin [9]. The contact between the clays and the calcarenites (about one metre thick) which cover the Cretaceous calcarenites, is visible at this point.

The clay level also constitutes the aquiclude of a small shallow aquifer in the overlying calcarenites, which are slightly permeable here.

A) Shallow aquifer

It is possible to tap only very limited quantities of water from this aquifer, which can be reached by dug wells.

There are no permanent springs along the San Nicola Channel, where the clay/calcarenite contact is visible in places, though a few small temporary springs may be observed after it has been raining for any great length of time in the autumn-winter period.

Near the coast, where the piezometric surface of the deep aquifer is higher than the bottom of the shallow aquifer, the latter receives some recharge from the former in areas where the Calabrian level consists of silty clays which permit some percolation. This explains the presence of resurgent waters in the Chidro Spring complex which clearly issue from the Tyrrhenian calcarenites, but whose chemical characteristics are unmistakably those of the deep-aquifer groundwaters.

— Salinity and chemical composition of shallow groundwaters

The salinity of the shallow groundwaters varies considerably from point to point, ranging from about 1.3 to 7.0 g/l. The highest values occur in waters from wells sunk in the Calabrian clays, so it may be that prolonged contact with this rock causes some of the salts to go into solution.

Fig. 97 sets forth the analyses of three samples of water from the shallow aquifer in the area concerned and one taken from a shallow calcarenitic aquifer underlain by marly calcarenites of low permeability in the Masseria Le Coturie area (Fig. 99) the chemical composition of whose waters resembles that of the recharge waters. Comparison of the various curves shows that the increase in salinity from the recharge waters to the waters of the shallow aquifer is essentially due to a rise in the Mg^{++} , Na^+ , Cl^- and SO_4^{--} ions, while the Ca^{++} and HCO_3^- ion contents remain generally unchanged.

If the waters from the shallow aquifer are compared with those from the deep aquifer it is observed that the former have rather more Mg^{++} and SO_4^{--} ions. This may well be because of the dissolution of magnesium sulphate contained in gypsum nodules in the clay mass.

B) Deep aquifer

Hydrological investigations on the deep aquifer were run directly on the waters flowing from the Chidro Spring and on those from boreholes drilled in the area during the course of the Project (CH-1 and CH-2), as well as from those drilled in the past by various organizations.

When CH-1 was being drilled, a succession of characteristic levels having different permeabilities was encountered in the aquifer, and the hydraulic head of the groundwaters increased with depth (Fig. 98). This resulted in movement of waters from the bottom part of the well to the top, causing an evening-out of their physicochemical properties. To prevent this and to ensure that the hydrogeological data for the various water-bearing levels constituting the aquifer were truly representative, individual lengths of well were isolated. In point of fact, six independent cells were created, each of which could be inspected from the surface by means of PVC piezometers, as per the arrangement shown in Fig. 22.

B) *Calabrian bioclastic limestones and calcarenites*

In the northern part of the area studied, bioclastic limestones onlap the formation described above. The limestones are generally well cemented and range from whitish to yellowish in colour, though they may sometimes be reddish. They are generally hard not very fractured, and contain numerous vesicles rarely more than a millimetre or so in size. Tests run on samples from the surface show that total porosity is in the 15 to 25 percent range. The rock often grades to whitish, very fossiliferous calcarenite.

The bioclastic limestones sometimes appear to be altered on the surface, being decidedly hardened as a result of dolomitization. A few examples of surface solution phenomena caused by rainfall and runoff are also to be seen; these take the form of the enlargement of fractures or vugs.

The formation is not very thick, ranging from about twelve metres at a maximum to one metre at a minimum. Though it could not be dated by means of characteristic fossils, which were not found, it is classed as Calabrian on the basis of its relationship with the *Hyalinea balthica* clays which underlie it in the southern part of the area examined and into which it grades horizontally in the central part.

C) *Calabrian clays, silty clays and sandy clays*

The Calabrian bioclastic limestones and calcarenites grade upwards to more or less sandy, silty clays. Borehole logs show that these clays run inland from the coast for not more than about 2.5 km.

In the area examined, they outcrop in stretches along the San Nicola Channel. Farther upstream the clays are very sandy and contain pockets of white powdery material. The sandy fraction decreases markedly some 400 m farther south where the material becomes a silty clay (Fig. 95). The clay is generally plastic in the boreholes nearest the coast. The formation is classed as Calabrian because of the presence of *Hyalinea balthica*.

The formation thins going inland. Locally its thickness is also governed by the morphology of the top of the Upper Cretaceous limestones and dolomitic limestones. In particular, as can be seen from the section in Fig. 92, the clays thin from 25 m to 8 m in a very short distance at the Chidro Spring.

These clays are present along the whole of the Ionian coast, from the western edge of the «Fossa Bradanica» (Bradano Trough) to about ten kilometres east of the area examined. They are thus very important from the hydrogeological aspect because, being virtually impermeable, they constitute a barrier to the free seaward flow of the groundwater. The existence of the Chidro Spring itself is bound up in a most decisive manner with the presence of these Calabrian Clays.

D) *Tyrrhenian calcarenites and calcirudites*

Highly fossiliferous yellowish and reddish calcarenites and calcirudites, sometimes grading to panchina limestones onlap all the foregoing formations and occur extensively throughout the area studied. Because of the similarity in lithological characters and the lack of widely-spaced exposures it is difficult to distinguish these from the Calabrian calcarenites. Thus the contact between the two formations has to be marked on the map as «uncertain» (Fig. 92).

These rocks, too, are often altered on the surface, being dolomitized. As a result of the dissolution exercised by rainfall and runoff, the exposed part of the rock is virtually like a sieve (Fig. 96).

There is no marked bedding and little fissuring, so from the hydrogeological aspect they can be considered as relatively impermeable.

The maximum thickness in the area concerned is about ten metres.

E) *Tyrrhenian consolidated dune deposits*

Continental deposits consisting of cemented cross-bedded sands occur in the eastern part of the area, at Monte della Specchiarica. These belong to a range of old dunes which runs for about 2.5 km. The elevation of the foot of the dunes is between 20 and 23 m. The range borders a terrace lying at less than 25 m a.s.l., thus marking the position of an old shoreline which originated during a lull in the retreat of the sea, at the end of the Tyrrhenian sedimentary cycle.

F) *Holocene alluvial and marsh deposits*

Virtually impermeable silts and clays — sometimes peaty — laid down recently in a continental environment, occur as limited outcrops in the coastal strip and along the San Nicola Channel.

G) *Coastal dunes and beaches*

Deposits of fine cross-bedded sand, mainly calcareous, light-grey in colour are found on the beaches and often occur as dune ridges lightly fixed by vegetation along the coast. The ridges are more than 5 m high in some parts of the area.

Numerous measurements made by the Bari Section of the Hydrographic Service put the average discharge at about 2400 l/s.

Being one of the biggest springs fed by the deep aquifer, it had been considered in the past to see whether it could be tapped for productive purposes. The initial assessment showed that owing to the saline nature of the waters (about 3.5 g/l) the only possible use would be for agriculture. In this context, the Bari Irrigation Authority investigated the spring some ten years ago [9].

During the investigations reported here, use was made of the very latest techniques and original methodologies to establish exactly how this spring fits into the general context of groundwater movement in the deep aquifer of Apulia.

7.3.2. Geological setting and permeability of formations

From the oldest to the youngest, the following formations outcrop in the Chidro Spring area:

- Upper Cretaceous limestones and dolomitic limestones
- Calabrian bioclastic limestones and calcarenites
- Calabrian clays, silty clays and sandy clays
- Tyrrhenian calcarenites
- Tyrrhenian consolidated dune deposits
- Holocene alluvial and marsh deposits
- Coastal dunes and beaches.

A) Upper Cretaceous limestones and dolomitic limestones

The outcrops of this formation, which can be seen on the map in Fig. 92, constitute the very lowest foothills of the Serre of Salento. They consist of microcrystalline detrital dolomitic limestones and limestones, the former generally being fine grained. The ordinary limestones are ivory whitish in colour, while the dolomitic variety is yellowish. As indicated by other authors [5, 10] the age is Upper Cretaceous.

The complex is bedded, the individual strata rarely being more than one metre thick. Dips are less than 20°, varying between west and south.

The rock is generally fissured and sometimes has a double system of fracture planes running at about 45° to the bedding plane (Fig. 93). Solution phenomena are common. In outcrop the rock is almost always cellular, and lapies are common. Fractures and joints are sometimes enlarged as a result of dissolution. The presence of terra rossa infillings is by no means infrequent, especially in the most easterly part of the area studied. Karst cavities are also to be seen in small outcrops. They generally occur at the intersections of major fractures with the bedding planes and attain a maximum size of a few dozen centimetres. The most marked forms of surface karst phenomena, such as dolines, sinkholes, blind valleys, etc., are absent here, though there are a few smallish depressions.

At the Serre della Marina outcrop the amount of terra rossa is virtually negligible, but karst solution phenomena are more noticeable. Fig. 94 illustrates a sinkhole which has developed on a subvertical fracture.

Examination of cores from boreholes here reveals significant traces of subsurface karst development, which is of great importance as regards groundwater movement. The karst forms consist of cavities which may measure a few dozen centimetres across. They are generally intercommunicating and their walls are often coated with calcite.

It is to be noted that there are several levels which exhibit this kind of karst development; these are separated from one another by compact rock which can be of considerable thickness in some instances.

There are not really sufficient boreholes in this area to attempt to trace the evolution of karstification, but it is certain that this is closely bound up with the fluctuations which have occurred in sea level (base level of the coastal aquifers) since the emergence of the carbonate formation. It is apparent that karst development was most pronounced when the base level of the aquifer remained stationary for a sufficient length of time. The resulting karst levels are connected by vertical shafts, formed by the enlargement of fractures as the percolating rainwaters feeding the groundwaters dissolved away the rock.

This is why, in Well CH-1, between the top of the carbonate formation and a depth of about 120 m, there are several karstified levels separated by thickish layers of relatively compact rock. The level exhibiting the most pronounced karst development lies between 100 and 120 m below ground.

It is apparent from examination of a series of borehole logs that there are irregularities in the morphology of the calcareous bedrock. For instance, at the Chidro Spring there is a buried « high » covered by Quaternary formations.

taken at points nearer the coast. This decrease in contamination emerges from the lower Mg^{++} and SO_4^{--} contents and from the magnitude of the $SO_4^{--}/(CO_3^{--}+HCO_3^-)$ ratio.

Even the sample taken at the static level of Well SI 3 is indicative of a fair degree of mixing. The salinity and characteristic ratios of the waters from the coastal springs are the same as those of the groundwaters at the top of the zone of diffusion.

As in the rest of the Peninsula, the chloride ion content provides a good indication of the degree of mixing of the S. Isidoro groundwaters with the seawaters, the Cl^- /total salt content ratio being virtually constant.

E) C^{14} content

The carbon-14 content of the groundwaters and the intruding seawaters and the seawaters some 3 km off Porto Cesareo was determined.

Compared with the NBS standard, the C^{14} content of the seawater sample was 111.9 percent, while that of the seawaters intruding the land-mass was 92.6 percent at SI 3 and 1.4 percent at CS some 10 km inland. The groundwater sampled at SI 3 gave a reading of 66.9 percent.

It is thus apparent that the groundwaters in this area consist in part of waters that have been underground for a long time, mixed with others that arrived from the surface more recently and having C^{14} contents of about 70 to 80 percent. The C^{14} content of the seawaters decreases going inland, and so there must be a gradual exchange of intruding seawaters and ordinary seawaters in the coastal strip.

F) Groundwater flow velocity

Measurements of groundwater flow velocities were made in SI 1 and SI 3 using artificial radioactive tracers (I^{131} and Br^{82}). The highest velocities were encountered in SI 3 (Figs. 88 and 89), averaging 342 cm/day throughout the whole thickness of the groundwater reservoir, while at SI 1 the average was only 13.3 cm/day, with a maximum value of about 100 cm/day in a limited stretch just above the zone of diffusion.

The velocities increase nearer the coast, as would be expected, as the thickness of the groundwater reservoir decreases.

In both wells the intruding seawaters also exhibit a slight degree of mobility, in line with the points made earlier.

Measurements of direction show that when the tests were made the groundwaters were flowing south-west, while the intruding seawaters were moving east-south-east — i.e. inland.

The velocity of flow of the groundwaters and the underlying seawaters is affected quite decidedly by variations in sea level.

The Rn and CO_2 contents are directly related to the mobility of the waters (Figs. 88 and 89).

7.2.4. Conclusions

The investigations cleared up certain basic points regarding groundwater movement in the area and the relationships which exist between the groundwaters and the seawaters intruding the land-mass.

The groundwaters flow freely to the sea at an average hydraulic gradient of 0.3 per mille, skirting around low-permeability formations, be these these relatively fracture-free, karst-free Cretaceous carbonate rocks or Pleistocene calcarenites, in some stretches of coast.

As the groundwater reservoir thins out approaching the coast, the velocity of flow increases.

The seawaters intruding the land-mass are slowly exchanged with ordinary seawaters in the coastal strip. These waters have a decisive influence on the salt content of the groundwaters, mixing with them to an extent which varies from place to place depending on the local permeability of the aquifer and, hence on the amount of communication which exists.

The age of the groundwaters in this area is relatively recent, showing that mixing occurs between the old waters coming from within the Salento Peninsula and recent recharge waters which percolate into the groundwaters as they flow towards the sea.

7.3. Hydrogeology of the Chidro Spring area

7.3.1. Introduction

The large Chidro Spring occurs near S. Pietro in Bevagna, 42 km SE of Taranto on the Ionian coast of the Salento Peninsula (Fig. 91). The resurgences occur on land and under water, the flows running to a huge funnel-shaped basin having an area of about 16,800 m², from where they spill out to the sea via a channel cut through the calcarenites and coastal dunes [4].

A) Groundwater table

Fig. 86 shows the average trend of the groundwater table, as indicated by measurements made by the Bari Irrigation Authority in a series of drilled wells. It is apparent from the map that, in general, the average piezometric gradient of the groundwaters is 0.3 per mille. The main drainage areas are those in the north of the map, where the coastal springs tend to be concentrated.

In the south of the area, instead, groundwater outflow is hindered by the presence on the coast of low-permeability calcarenites. Here groundwater movement occurs along preferential paths of flow. The most important is about 1 km wide and lies a little to the north of Nardo. This makes the groundwaters flow towards that stretch of the coast where the calcarenites form no more than a thin layer on top of the basal Cretaceous limestones.

In the area studied, sea-level fluctuations have a decided influence on groundwater levels. This is felt to an average distance of four kilometres inland, after which the influence is virtually negligible.

B) Aquifer communicability

The isodiabases plotted in Fig. 87 clearly indicate the areas of preferential groundwater discharge. These are the ones where communication with the sea is easiest. The others probably have Cretaceous carbonate rocks that are locally not very permeable.

In a hydrogeological situation such as this, the significance of the trend of the isodiabases is the same as that of water-table contours of groundwaters in an aquifer underlain by an impermeable bed.

The trends of the isodiabases in two smallish areas differ markedly from the rest: one lies about 500 m east of Torre S. Isidoro and indicates the presence of a block of ground (with permeability well below the average for the area) which impedes flow; the other to the south-east of Torre S. Isidoro, indicates instead, a preferential path of groundwater flow towards the sea.

C) Groundwater salinity

Fig. 86 shows the salinity trend at the surface of the groundwaters. The data used to plot the isosalinity lines were obtained from partial chemical analysis of water samples taken from hand-dug and drilled wells.

The very sinuous trend of these lines clearly illustrates the differences in the degree of contamination of the groundwaters at a given distance from the coast, reflecting variations in ease of communication between the aquifer and the sea and in the velocity of groundwater flow in various areas.

The salt content of the waters issuing from the coastal springs is generally very high, ranging from a minimum of around 8 g/l to a maximum of over 15 g/l. Groundwater salinity is never really very low anywhere in the area studied and values in excess of 0.5 g/l are encountered even as far as 10 km inland.

Salinity logging, performed systematically in drilled wells, shows that the salt content of the groundwaters floating on the intruding seawaters varies little with depth. In Well SI 3 (Fig. 88), where the thickness of the groundwaters is about 8 m, the salinity ranges from 4 to 6 g/l, while in SI 1 (Fig. 89) the thickness is 15 m and the salinity is between 2.5 and 4 g/l.

The zone of diffusion which separates the fresh groundwaters from the seawaters is no more than a few metres thick, though it gets thicker going inland (see Para. 5.4.). As indicated earlier, slight fluctuations occur at the top of the zone of diffusion in sympathy with the rainfall regime, while the bottom of the zone is not only affected by similar long-term fluctuations but also by fluctuations induced by periodic and aperiodic variations in sea level (Fig. 64).

Temperature logging performed at the same time as the salinity logging shows that this parameter can provide information on groundwater mobility (Figs. 88 and 89). At Well SI 1, where the groundwaters, throughout their thickness, down to the zone of diffusion are fairly mobile, the temperature remains more or less constant at around 17.1°C. At Well SI 3, on the other hand, where the groundwaters are really mobile only in the upper part, the increase in temperature down the column of water ranges from around 17.2°C to 17.9°C. In all cases, there is a slight rise in temperature at the zone of diffusion.

D) Groundwater chemistry

To obtain a thorough understanding of the chemical composition of the groundwaters and the relationships which exist between these and the seawaters which intrude the land-mass, analyses were run on numerous water samples from coastal springs and wells and from the sea at a distance of about three kilometres offshore, where it is considered that the composition should not be affected by the outflow of groundwaters.

A few of the most representative chemical analysis diagrams are shown in Fig. 90. It is apparent from these that all the groundwaters are mixed to a greater or lesser extent with intruding seawaters. The amount of mixing decreases going inland; in fact, it is observed that the sample taken from the top of the groundwaters in Well SI 1 is less contaminated than other samples

table plots. Use was made of these waterpoints during the investigations, but the more detailed studies were made by means of four exploratory wells SI 1, SI 2, SI 3 and SI 4, drilled for the Research Project (see Para 5.4. and Fig. 60).

7.2.2. Geological setting and permeability of formations

As in the rest of the Salento Peninsula, the basement here is formed of limestone and dolomitic limestone, part in outcrop and part covered by remnants of calcarenites and sandy deposits laid down at various times between the Pleistocene and Holocene (Fig. 85). From the oldest to the youngest, the following formations are present:

- Upper Cretaceous limestones and dolomitic limestones
- Pleistocene calcarenites and calcirudites
- Holocene beach deposits.

A) Upper Cretaceous limestones and dolomitic limestones

This carbonate formation outcrops extensively in the area. It is composed of three fundamental lithological types: limestones, dolomitic limestones and dolomites. Lithological variations from one type to another occur frequently both horizontally and vertically, making it difficult to tie in the lithological logs of boreholes, even when these are quite close together.

The calcareous part of the series consists of biostromal detrital limestones, fine to very-fine grained, and ranging in colour from whitish to light brown. They often contain an abundance of macrofossils, the most significant being *Requienia* and *Rudistes*. Levels of calcareous breccia, sometimes partly dolomitized, are found interbedded.

The rock is well bedded, the beds being from about 60 cm to 3 m thick.

The dolomitic part of the carbonate series consists of an alternation of dolomitic limestones and subordinately compact, subsaccharoidal dolomites ranging from greyish to dark grey in colour. These rocks can be highly fossiliferous in some cases, with an abundance of not very significant gasteropods and lamellibranchs, including *Requienia* and *Rudistes*. This part of the series is also well bedded.

The macrofauna present in the carbonate succession includes *Sauvagesia sp.*, *Duania sp.*, *Joufia reticulata* Boehm and *Apricardia Carantonensis* d'Orbigny, belonging to the Upper Cretaceous (Upper Cenomanian-Lower Senonian).

The succession is fractured and karstified, especially in the upper levels where the limestone facies are quite thick. The amount of karstification at depth is generally less, owing to the presence of primary and metasomatic dolomites which, however, are affected by a closely-knit network of fractures and bedding planes.

Thus, taken as a whole, the formation is very permeable owing to fissuring and the presence of karst solution channels.

B) Pleistocene calcarenites and calcirudites (Calabrian-Tyrrhenian)

These rocks outcrop in the central part of the area studied and also along some very limited stretches of coast. They directly overlap the Cretaceous formation.

Known as calc-tufas, the rocks vary in colour from whitish to yellowish. They are soft in some parts and hard in others and are very poorly fractured, thus their permeability is not high, being entirely due to porosity. However, the formations have little influence on the general groundwater movement here, and act as a barrier to the free seaward flow of the groundwaters to but a very limited extent.

C) Holocene beach deposits

The beach deposits consist of mainly calcareous, fine greyish sands. They are the most recent sediments in the area and border the shoreline in some places.

7.2.3. Groundwaters

Owing to the proximity of the coast and the absence of any natural barrier to the seaward outflow, the groundwater reservoir is wedge-shaped here, the tip of the wedge being on the coast-line, i.e. the groundwaters wedge out towards the coast.

The investigations described ahead were performed to ascertain the nature of the main phenomena connected with this hydrogeological situation, namely, the way the groundwaters discharge to the sea, and especially the distribution of the velocities of flows throughout the whole thickness of the aquifer. The other major aspects concerned the zone of diffusion and the influence which the sea exerts on groundwater chemistry and movement.

7.1.4. Characteristics of the estavelles

Much has been written about estavelles [2, 6 including references], however, to obtain a better insight into this phenomenon, a detailed investigation was made of some which occur in the S. Isidoro area (Nos. 17, 19 and 21 in Fig. 21).

Whether these estavelles operate as springs or sinkholes depends on the level variations which occur between the surface of the sea and that of the groundwaters, as a consequence of tidal movements. They act as springs at low tide, when the difference between the level of the sea that of the groundwater surface is maximum, and as sinkholes at high tide when the hydraulic head of the sea is greater than that of the groundwaters.

At low tide, when the estavelles act as springs, the water which issues forth has a salt content of 8 to 15 g/l and the temperature is the same as that of the groundwaters near the coast (Fig. 82).

During an intermediate period, when the sea level is rising, the estavelles act alternately as springs or sinkholes. The salinity and the temperature of the water which flows in or out then, of course, depends on those of the sea or the aquifer. Fig. 82 compares the temperature of the waters flowing at Points 17, 19 and 21 with those of the seawater.

When the estavelles act solely as seawater sinkholes, at high tide (Fig. 83), the salinity and temperature of the water taken in are the same as those of the seawater near the orifice.

However, as the sea level starts to drop, the estavelle once again starts to act alternately as sinkhole or spring for a brief period before settling down to function solely as a spring, at which point the salinity and temperature become the same as those recorded for groundwaters near the coast.

The functioning of the estavelles, as described above, can be seen clearly from Fig. 84, which shows the chlorine content and temperature variations at the mouth of an estavelle as the sea level varies with the tides.

The length of time an estavelle acts as a spring or a sinkhole and the relative amount of water which flows through the orifice are regulated by the amplitude of each tide. The higher the tide, the longer the estavelle operates as a sinkhole and the greater the intake of seawater. On average, the estavelles investigated acted longer and had greater discharges as springs. Indeed, during the neap tides, the estavelles always acted as springs, albeit with very low discharges.

7.1.5. Conclusions

The investigations were not framed to provide a quantitative estimate of the seaward outflows of the groundwaters from the deep aquifer. Indeed, it is no easy task to pinpoint and assess the quantities involved in outflows through formations having primary permeability and to correctly estimate the discharges from all springs, because of the big influence exerted thereon by variations in sea level.

The study was actually designed mainly to ascertain the areas where the groundwaters of the Salento Peninsula flow to the sea.

The principal factor governing the distribution of concentrated or diffuse outflows along the coast or the complete lack of all such flows is the location of the various formations of different permeabilities. However, it sometimes ensues that even in areas where averagely permeable formations are in outcrop along the coast, there are no springs. Such cases, naturally call for detailed stratigraphical studies, which might provide the answer to why this is so. In this regard the Gallipoli coast may be quoted as an example; there the lack of coastal springs is explained by the presence of a clayey level interbedded between the Cretaceous carbonate rocks and the Post-Cretaceous formations endowed with average permeability, outcropping along the coast.

7.2. Hydrogeology of the S. Isidoro area

7.2.1. Introduction

The S. Isidoro area lies on the Ionian coast of the Salento Peninsula, some 5 km SE of Porto Cesareo. It was chosen to clarify the situation as regards groundwater movement in the deep aquifer when there is free outflow to the sea and no shallow aquifer.

The aquifer here consists almost entirely of Cretaceous carbonate rocks which are permeable through fissuring and karstification. A few remnants of Pleistocene calcarenites with a lower degree of permeability are present, but these have no influence on the seaward outflows of the groundwaters except in perhaps a few very restricted stretches of coast.

In the area studied the groundwaters discharge to the sea through groups of littoral and submarine springs; some of the latter are really estavelles.

The landform is generally flattish, the terrain grading down to the sea gently from a maximum elevation of about 30 m. Consequently, the water table is usually found not far below ground level, and there are numerous hand-dug wells which provide water to irrigate small vege-

Serial N°	Type	Location	Average discharge l/s	Salinity g/l	Temp. °C	Characteristics
46	Submarine	About 1 km SE of Point 45	10	—	—	Group of five springs in a small area. Flow ceases at high tide and the channels may then take in seawater.
47	Estavelle	At I Pazzi	—	—	—	At a depth of about 2 m, some 5 m from coast.
48	At m.s.l.	100 m south of Point 47	1	6.9	19.5	
49	Estavelle	At Le Macchie, 1.2 km N of Torre S. Giovanni light	—	—	—	
50	Estavelle	At Torre S. Giovanni light	—	—	—	
51	Submarine	At Torre Mozza	—	—	—	Some 30 m from coast at a depth of a few decimetres.
52	At m.s.l.	Mass.a Marini Tettoia	120	14.5	18	Group of three springs on a 150 m front. Diffuse seepage occurs along whole front. Data are for main spring which has a discharge of about 100 l/s.
53	Subaerial	At Torre Vado	10	2.7	18	Group of several springs lying a few metres from the shore.
54	Submarine	Same area as Point 53	—	—	—	Several springs a few metres from coast at a depth of a few centimetres. Quite high discharges.
55	At m.s.l.	About 900 m south of Point 53	10	9.0	19	Group of two springs a few metres apart.
56	At m.s.l.	About 1 km west of S. Gregorio mole	500	—	—	
57	Submarine	At S. Gregorio mole	15	—	—	At a depth of about 3 m.
58	Submarine	1 km NW of Cape S. Maria di Leuca	1000	—	—	Outlet of a major karst solution channel [3].

Serial N°	Type	Location	Average discharge l/s	Salinity g/l	Temp. °C	Characteristics
32	Subaerial	Same area as Point 30	6	1.02	18	Two springs at the foot of a scarp and a few decimetres above high-tide level. Used for health cures by the locals.
33	At m.s.l.	About 500 m south of Point 32	20	0.93	18	Group of two springs in a small cove.
34	At m.s.l.	At Conchiglie	—	1.16	18	Group of small springs with quite low total discharge.
35	Subaerial	Same area as Point 34	20	1.2	—	Spring located at about 5 m from coast; tapped for domestic use.
36	Submarine	Same area as Point 34	40	—	—	Group of several springs in a restricted area, at a depth of about one metre.
37	Estavelle	Torre del Pizzo	—	10.8	18.5	Group of springs at a depth of about one metre. Water with the same physicochemical properties occurs in a well dug near the coast.
38	At m.s.l.	About 1 km SE of Torre del Pizzo	—	—	—	Group of several springs having a small total flow.
39	At m.s.l.	At Posto Rossi Giannipelo	1	4.4	19.5	
40	Submarine	100 m S of Point 39	1	4.1	19	Spring located at centre of a small inlet a few centimetres below low-tide level. The physicochemical properties of the waters are the same as those from a well dug near the coast.
41	Subaerial	At Torre Sinfonò	2	2.4	19	In a small cave a few metres from the coast.
42	Submarine	400 m south of Point 41	2	5.9	19.5	Small spring a few decimetres below low-tide level.
43	Subaerial	At Cisternella	< 1	2.9	18	At the bottom of a 5 m scarp at sea level.
44	At m.s.l.	900 m south of Point 43	1	5.6	18.5	At the foot of a small winding inlet.
45	At m.s.l.	At Vennari	1	4.1	18.5	Group of two springs

Serial N°	Type	Location	Average discharge l/s	Salinity g/l	Temp. °C	Characteristics
19	Estavelle	100 m S. of Point 18	10	—	—	Discharge estimated when acting as a spring.
20	At m.s.l.	A little to the east of Point 19	40	—	—	Group of two springs about 500 m apart. The most westerly one has the biggest discharge (about 30 l/s).
21	Estavelle	400 m NE of Torre S. Isidoro	40	—	—	Discharge estimated when acting as a spring.
22	At m.s.l.	On the coast at Torre S. Isidoro	—	2-5	—	
23	Submarine	Serra la Cicora	60	—	—	Along a 500 m front there is a group of three springs at shallow depth.
24	At m.s.l.	Torre Uluzzo	40	3	—	Group of three springs on a front of about 1300 m.
25	At m.s.l.	1.3 km from S. Caterina	> 60	—	18.2	Diffuse outflows on a front of about 1 km from karst solution channels at mean sea level. One outflow, in particular, is around 30 l/s. Some of the channels may take in water at especially high tides.
26	Submarine	In the area of 25	—	—	—	Group of three springs about 3 m below m.s.l.
27	Subaerial	In middle of inlet in the Point 25 area	3	2	18	About 20 cm above high-tide level.
28	Subaerial	Between Torre dell'Alto and Cappella S. Caterina	—	—	—	Group of two springs at the foot of a steep coastal scarp, about 500 m apart. The discharge is very small.
29	Submarine	On the shore of the harbour inlet of S. Maria al Bagno	10	12.5	18.5	Group of two springs about 3 m apart, issuing from broad fractures on the submerged face of a cliff a few metres high, and set a few decimetres below sea level.
30	At m.s.l.	Quattro Colonne	1	1.02	18	
31	Submarine	Same area as Point 30	10	—	—	Group of two springs very close to the coast.

Serial N°	Type	Location	Average discharge l/s	Salinity g/l	Temp. °C	Characteristics
3	At m.s.l.	Punta di Torre Castiglione	100	—	—	Diffuse outflow along a 700-m front of the indented coastal scarp.
4	Submarine	At Point 3	—	—	—	Group of submarine springs occurring over a fairly large area.
5	Subaerial	Between Torre Castiglione and Torre Lapillo	—	—	—	Two springs emerging from small cracks in the reef limestone a little above high-tide level. The discharge is quite low.
6	At m.s.l.	About 700 m west of Torre Lapillo	30	—	18	Diffuse outflow along a front of about 200 m, from fissures in the reef limestone.
7	Subaerial	About 500 m NNE of Torre Lapillo	300	12.8	18	In a Cretaceous limestone cave measuring about 6 m, set a little above high-tide level.
8	Subaerial	Western part of Porto Cesareo	> 70	8.5–15.3	18–19	Diffuse outflow along a front of about 500 m.
9	Estavelle	At Point 8	—	—	—	Group of two estavelles at shallow depth.
10	Subaerial	100 m south of 8	25	11.2	19	
11	At m.s.l.	500 m east of Porto Cesareo	40	9.8	18.5	Diffuse outflows along a front of about 100 m.
12	Submarine	200 m south of 11	—	—	—	Group of two submarine springs with a fair discharge
13	At m.s.l.	1 km SW of Porto Cesareo	20	8.2	18.5	Diffuse outflow along a front of about 100 m.
14	At m.s.l.	About 800 m N of Torre Squillace	—	—	—	Smallish discharge.
15	Estavelle	Northern inlet of Torre Squillace point	10	—	—	Discharge depends on spring regime
16	At m.s.l.	250 m NE of Torre Squillace	3	—	—	
17	Estavelle	600 m NE of Torre di S. Isidoro	—	—	—	
18	Subaerial	On the coast at Point 17	> 200	—	—	Issues from karst solution channels in Cretaceous limestones a little above high-tide level.

Apart from a small outcrop of bioclastic limestones of Palaeocene age in the S. Maria di Leuca region, the first of these three classes consists of Cretaceous limestones and dolomitic limestones which are more or less intensely fractured and karstified to a varying extent. In such rocks groundwater movement occurs along preferential flow channels.

The Post-Cretaceous formations consisting of calcarenites, calc-tufa, etc., belong to the second group which, in addition to a certain amount of fissuring, owes some of its permeability to porosity. Because of the great variability in the lithological properties of these rocks, their permeability differs markedly from one place to another. Consequently, it may be that where the formations are to some extent permeable and are in direct contact with the Cretaceous carbonate rocks, they constitute a single aquifer. In other instances, however, they may form perched aquifers, generally not very large, that can only be used to supply limited quantities of water for domestic or agricultural purposes.

The outcrops of the virtually impermeable formations are not generally very extensive in the area studied. The formations concerned were usually laid down in lagoon or swamp environments (silts, sands, clays, etc.): marly Miocene calcarenites and Calabrian clays. The presence of impermeable cover such as this, on top of permeable formations along the coast, acts as a barrier to the seaward flow of the groundwaters.

7.1.3. Inventory of coastal springs

During the course of the spring inventory, a rough estimate of discharge was made whenever possible and the salinity and temperature of the flowing waters was logged.

Fig. 81 shows all the springs inventoried during the course of the investigations reported here. They are divided into three classes by reference to their position with respect to mean sea level, namely:

- Subaerial springs
- Springs at mean sea level (m.s.l.)
- Submarine springs (and estavelles).

The subaerial springs issue forth near the coast, but always above high-tide level. Thus they drain the groundwater reservoir at all times.

The springs which occur at mean sea level may be subaerial or submarine, depending on the periodic and aperiodic fluctuations in sea level. Consequently, it may be that some of them are really estavelles and draw in water at high tide.

The submarine springs may be purely resurgences and nothing more (in which case fluctuations in sea level only cause variations in their discharge) or they may be estavelles which function alternately to push out or draw in water, depending on the fluctuations in sea level and hence in the hydrostatic head.

The list of springs inventoried and the description thereof is given below.

List and description of inventoried springs

Serial N°	Type	Location	Average discharge l/s	Salinity g/l	Temp. °C	Characteristics
1	Subaerial	Boraco Spring, near Torre Boraco	100	3.5	18	Constituted by numerous springs which occur on the bottom of two natural tanks. The waters flow to the sea via two channels which join some 100 m from the coast. The springs originate in the same manner as the Chidro Spring.
2	Subaerial	Chidro Spring at S. Pietro in Bevagna	2500	3.5	17.5–18	See Para. 7.3.

7. Seaward outflow of groundwaters

The base level of the groundwaters in the deep aquifer is sea level and the piezometric head involved generally amounts to no more than a few metres even in the inner parts of the Peninsula. The seaward outflow of the groundwaters occurs in concentrated form where karst channels exist and in diffuse form where the carbonate rocks are intensely fractured or when the Cretaceous formations lie behind Post-Cretaceous sediments endowed with only primary porosity, which outcrop on the coast.

Even when the free seaward outflow of groundwaters is hindered by barriers formed of practically impermeable deposits, it has been observed that considerable concentrated outflows are possible if the impermeable cover is missing locally, as at the Boraco and Chidro Springs, for instance, which are subaerial, and the « *citri* » of the Mar Piccolo at Taranto, which are submarine springs.

This chapter reports the results of wide-ranging investigations made to ascertain exactly where seaward outflows occur on the Ionian coast of the Peninsula, and also the findings of systematic studies made in certain areas whose hydrogeological characteristics are such that they lend themselves well to observation of groundwater outflow in three distinct situations:

- In the S. Isidoro area where the groundwaters flow freely to the sea
- In the Chidro Springs area, where there are impermeable barriers along the coast and also concentrated outflows
- In the Idume Springs area, where there is a large shallow aquifer closely interconnected with the deep aquifer.

Interesting hydrogeological information is also given on the Taranto « *citri* », which are typical submarine springs.

In short, a complete outline is provided of the various ways the groundwaters flow to the sea, while detailed data are supplied on the springs, which merit more attention, in view of their possible large-scale use in the future.

7.1. Investigations of seaward outflows on the Salento coast

7.1.1. Introduction

The investigations took the form of an inventory of springs which occur in a twenty-metre wide strip of the Ionian coast, ten metres running inland and ten metres seawards. Very good indications on the Adriatic coast situation can be derived from work done by other authors [1] who identified fresh-water outflows by means of salinity logging.

The salinity of the groundwaters even at the water table may be high, sometimes for several kilometres inland, owing to the intrusion of seawaters. It thus ensues that the waters of the numerous and sometimes large coastal springs draining the deep groundwaters are brackish, the salt content rarely being below 3 g/l and sometimes above 10 g/l. Hence they carry back to the sea large amounts of water of marine origin mixed with fresh groundwaters. Very broad estimates indicate that at the Chidro Spring, for example, the effluent waters with a salt content of about 3.5 g/l consist of 91.5 percent fresh groundwaters mixed with 8.5 percent seawaters which intrude the land-mass. Since the discharge of the spring is about 2500 l/s, it follows that some 210 l/s consists of water of marine origin.

7.1.2. Permeability of rocks outcropping along the coast

From the hydrogeological aspect, the formations present along the coast (Fig. 81) can be classified as follows:

- Very permeable through fissuring and karstification
- Averagely to slightly permeable through fissuring and porosity
- Virtually impermeable.

sion, and then climbs steeply to a figure of 40 g/l or more, typical of the seawaters intruding the land-mass.

The average chemical compositions of the fresh and brackish groundwaters are plotted in semilogarithmic form in Fig. 79. It is interesting to note that the chemical composition of the water in the highest part of the groundwater reservoir (Curve A) is virtually the same as that of the recharge waters and of the waters in the perched aquifers (see Paras 6.3 and 6.4.), i.e. of those which are uninfluenced by the sea.

Though the waters to which Curves B and C refer have quite different salt contents (0.86 g/l against 2.36 g/l) indicating a various degree of mixing with intruding seawaters, they have some common features. Indeed, though a stoichiometric mixture of recharge water and seawater should result in a decrease in the HCO_3^- content and an increase in the concentration of calcium and magnesium ions, it ensues from the analyses that the Ca^{++} and HCO_3^- ions increase with depth down to the zone of diffusion.

Curve E (Fig. 79) illustrates the average chemical composition of the intruding seawaters, whose salt content differs but little from that of the waters of the sea off the nearby coasts.

Fig. 80 provides a schematic cross section through the central part of the Salento Peninsula, illustrating the chemical composition of the groundwaters.

6.6. Conclusions

Studies on the chemical composition of rainwaters and dry fallout have indirectly made an important contribution to knowledge of the groundwater hydrology of Apulia. One interesting finding is that 60 percent of the winter rainfall probably goes to recharge the deep aquifer.

It has also been ascertained that the average annual saline concentrations, per unit of rainfall or dry fallout are reasonably constant over the course of time.

It thus follows that the regional rainfall regime is the decisive factor as regards variations in the salinity of the waters which recharge the deep aquifer.

Comparison of the recharge waters and the unpolluted groundwaters in the shallow aquifers indicates that the ion concentrations of the former can be considered as basic values, which are essential for evaluating the amount of mixing that occurs between fresh groundwaters and intruding seawaters.

It is interesting to note that from data on the concentrations of « marine ions » in the uncontaminated groundwaters and the rainwaters covering a sufficiently long period of time it is possible to make an approximate estimate of the amount of rainfall which percolates into the ground. Such data are, of course very important for drawing up a hydrological budget for the groundwaters — something that is extremely difficult to achieve where fissured rocks are concerned, whatever method is used.

The groundwaters of the shallow aquifers in the Salento-Peninsula were considered separately from those of the deep aquifer. The chemistry of the two types of water is quite distinct, both because of the recharge waters and the effect of ion exchange that occurs in the aquifer. The relationship between the groundwaters and the aquifers differs in each case. For instance, with the perched aquifers the phenomenon of ion concentration caused by the presence of clays is of particular importance, while where the deep groundwaters are concerned double exchange phenomena give rise to high concentrations of Ca^{++} and HCO_3^- in the waters and to an increasing degree of dolomitization of the rock.

The chemical stratification of groundwaters connected with the depth of the deep aquifer is also very significant.

References

- [1] BERTRAND G.: « Sur l'origine multiple du magnésium contenu dans l'eau de pluie ». *Annales de l'Institut Pasteur*, t. 72, n. 12, (1946).
- [2] CARO P.: « La chimie du gaz carbonique et des carbonates, et les phenomenes hydrogeologiques karstiques ». *B. R. G. M., Cronique d'Hydrogeologie* n. 7, (1965).
- [3] COTECCHIA V., MAGRI G.: « Idrogeologia del Gargano ». *Geol. Appl. e Idrogeol.*, vol. I, Bari, (1966).
- [4] ELMER R., ROBBINS R.: « Emissions, concentrations, and gate of gaseous atmospheric pullulants ». *Air Pollution control*, vol. I, Edited by Werner Strauss, (1971).
- [5] LODDO M., MONGELLI F., ZITO G.: « Contributo allo studio della variazione della radiazione solare in relazione all'inquinamento atmosferico ». *Atti II Simp. Naz. sulla conservazione della natura*. (Bari, 26-30 Aprile 1972).
- [6] MASON B. J.: « The physics of clouds ». *Oxford at the Clarendon Press*, (1957).
- [7] SHOELLER M.: « Les Eaux Souterraines ». *Masson & C.ie Editeurs, Parigi*, (1962).

the runoff on the Pleistocene formations recharges the shallow aquifer and part the deep aquifer, via swallow holes. Thus, here the Pleistocene can be considered as permeable, as far as recharge of the deep aquifer is concerned.

This hydrogeological setting was borne in mind when making a preliminary investigation of the chemistry of the shallow groundwaters, several sample areas being selected for the purpose.

Observations were also made on the chemistry of the groundwaters contained in the small aquifers in the calcarenites, sometimes underlain by Calabrian clays and sometimes by the Cretaceous limestones, such as those in the areas to the north of Porto Cesareo and S. Donaci.

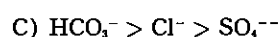
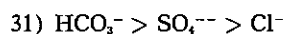
6.4.2. Chemical characteristics of the groundwaters

Fig. 76 illustrates the distribution of chloride ions in the shallow groundwaters of the Leverano-Veglie-Carmiano area. It is possible to distinguish three quite distinct zones: the first, the most extensive, with an average Cl^- content of less than 0.2 g/l (on 34 samples); the second, with a Cl^- concentration of 0.2 to 1.0 g/l (on 35 samples); and a very small third zone with Cl^- concentrations of over 1.0 g/l (on 22 samples).

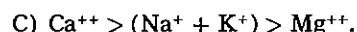
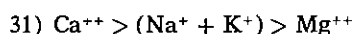
In other areas where the groundwaters are contained in silty-sandy perched aquifers, the average Cl^- concentrations are particularly low: the Nardo area 0.22 g/l (on 12 samples); the area to the north of S. Donaci 0.13 g/l (on 10 samples); and the Cutrofiano area 0.04 g/l (on 7 samples).

On the basis of these data it is therefore to be presumed that most of the shallow groundwaters have a Cl^- ion content which does not exceed 0.2 g/l.

Fig. 77 shows the chemical analysis of a sample of water taken in the area where Cl^- concentrations are less than 0.2 g/l. This provides an example of the chemical composition of a sample of the groundwaters contained in the silty sands (Curve 31) as well as of the average for three samples of groundwater found in the calcarenites outcropping about 7 km NNE of Porto Cesareo and 3 km NNW of S. Donaci (Curve C). Comparison of the two types of water shows that their chemical composition has been modified due to their stay in the different types of aquifer. In the case of the anions, the situation is as follows:



while with the cations it is:



It is apparent from the foregoing that the waters in the silty sands and in contact with clays may be subject to ion-exchange phenomena and to an anomalous concentration of dissolved salts. It is known that such a concentration may occur as a result of dissolution of some salts which are relatively common in the clayey substratum, and because of evapotranspiration. On the other hand, the groundwaters in the calcarenite aquifers show a marked resemblance to the recharge waters, which have already been dealt with, but in this instance they are higher in Ca^{++} and HCO_3^- .

6.5. Chemistry of the deep groundwaters

6.5.1. Introduction

In order to investigate the chemical composition of the deep groundwaters contaminated to a varying extent by intruding seawaters, lying between the static level and the zone of diffusion, samples were taken from wells of various depths in the central part of the Salento Peninsula (Fig. 78) and the main inorganic constituents were determined (Table 13).

6.5.2. Modification of the chemical composition of the groundwaters with depth

It is apparent from the analyses given in Table 13 that the groundwaters are characterized by a succession of levels whose salt content increases steadily to a given depth — which varies depending on the sampling point — where there is a very rapid rise in ion concentrations (zone of diffusion) to around those typical of seawater. Indeed, the salt content passes from about 0.4 g/l in the uppermost levels of the groundwaters to about 5.0 g/l at the top of the zone of diffu-

Tre Fontane and Canneto springs (Tables 11 and 12). The waters come from perched aquifers and the springs themselves are the largest of the few hill-springs (as opposed to coastal springs) that occur in the area studied.

The samples were taken from the springs at the end of the individual sampling cycles, so the resulting analyses should reflect any mixing of feedwaters and groundwaters that had occurred.

As the monitoring stations did not lie in the catchments of the springs examined, it was not possible to establish the composition of the meteoric waters feeding the basins themselves. It should also be observed that the composition of the springwaters is the result of a fairly long levelling-out process affecting the chemical properties of the rainwaters which infiltrate into the ground. A further point is that no account was taken of the soil/water phenomena connected with infiltration in the zone of aeration and the time the water spent in the aquifer.

The comparison must therefore be viewed as a demonstration of the similarities and differences which exist between recharge waters and groundwaters unpolluted by intruding seawaters. This being so, it was decided to compare the average ion concentration of the springwater with the averages of the infiltrating rainwaters (bottom lines of Tables 9, 10, 11 and 12, and Figs 72 and 73). From this it emerges that the concentrations of Na^+ , K^+ and Cl^- ions are virtually identical in the recharge waters and in the groundwaters, thus confirming the fact that the sole source of marine ions in unpolluted groundwaters is rainwater and dry fallout.

The Mg^{++} ion concentration in the recharge waters differs depending on whether or not the contribution of dry fallout is considered. If it is not considered (Table 9 and Fig. 72) the Mg^{++} content is virtually the same as that in the groundwaters, but if it is, then the content is much higher. Thus, as mentioned earlier, it is evident that the massive contribution of Mg^{++} made by dry fallout differentiates the two types of recharge waters, at least where this ion is concerned. Hence the low concentrations of magnesium found in the groundwaters probably indicate exchange reactions with the calcium present in the limestones forming the aquifer.

The higher concentration of the SO_4^{--} ion, too, is partly ascribable to the contribution of dry fallout. However, unlike the case of the Mg^{++} ion, there is also an abnormal increase of this ion in the more recent rainwater compared with the concentration observed in the rains sampled in the 1967-68 period. The decrease in concentration of the SO_4^{--} ion found in the groundwater must thus be attributed to dilution of the recharge waters over the course of time by groundwaters.

Continental ions in the groundwaters are enriched as a result of karst dissolution processes.

The average total saline concentration of the recharge waters — 490 mg/l — (Table 10) is similar to that of the waters of the springs draining the perched aquifers. In the Apulian region this must also be considered as the average basic value for the deep groundwaters contaminated to a varying extent by the seawaters which intrude the land-mass.

C) Chemistry of the groundwaters uncontaminated by intruding seawaters: variations in time

Comparison of the chemical composition of the springwaters sampled in 1971 with that of samples from the same springs in 1968 reveals a limited decrease in the concentration of continental ions and an increase in marine ions, though the total salt content remains more or less the same.

In particular, it is noted that while the Mg^{++} , Na^+ , K^+ and Cl^- ions increased by something between 15 and 25 percent, the SO_4^{--} ion increased by 53 percent. As the later recharge waters have a greater concentration of marine ions than those found in the 1967-68 investigations, it is evident that the groundwaters eventually reflect all the chemical modifications that occur in rainwater and dry fallout, albeit in attenuated form.

6.4. Chemistry of the shallow groundwaters

6.4.1. Introduction

Somewhat silty Pleistocene sands overlying blue Calabrian clays (see Chapter 1) outcrop over vast areas of the Salento Peninsula. Though the sands are not very permeable and are no more than 10 m thick, they form an extensive aquifer, with the practically impermeable blue clays as the aquiclude. This aquifer is referred to as the «shallow aquifer» to distinguish it from the «deep aquifer» in the Cretaceous limestones and dolomites. Its presence is of decided importance as regards this study because it clearly brings out the difference in hydrogeological and geochemical conditions between the groundwaters floating on seawaters and those underlain by impermeable strata in the same region.

As far as the central parts of the Peninsula are concerned, the shallow aquifer should perhaps be referred to more rightly as the «perched aquifer», since the impermeable clay bed beneath it lies at an elevation well above that of the surface of the deep aquifer. This situation is shown schematically in Fig. 75.

In the north-eastern parts of the Peninsula (Fig. 74) some of the rainfall falling on the Pleistocene formations directly feeds the shallow aquifer, while the remainder flows unused to the sea via numerous temporary streams. However, in the centre-south of the Peninsula, part of

C) Contribution of dry fallout to total salts deposited on the ground

Data for the average six-monthly salt concentrations of the rainwater and dry fallout over the same period were examined to investigate this aspect (Tables 6 and 7). The quantity of salts per square metre deriving from rainwater was obtained by multiplying the average salt concentration per millimetre of rainfall by the six-monthly precipitation, while that for dry fallout is the product of the average daily salt concentration per square metre and the number of days sampling. The amount of salts deriving from dry fallout, expressed as a percentage of all salts deposited on the ground, is calculated from the figures obtained in this manner (Table 8).

Over the period of two years sampling at the three monitoring stations, dry fallout accounted for around 44 percent of total salt deposition, on average. The maximum amounted to about 69 percent and was recorded at Bari Lab (May-October 1970) and the minimum to 15.6 percent at Noci (November 1970-April 1971).

The figure of 44 percent is a highly significant one and cannot be ignored when considering the chemistry of recharge waters.

6.3.2. Evaluation of influence of rainwater and dry fallout chemistry on groundwaters

The data acquired on the chemistry of rainwater and dry fallout enable an assessment to be made of the influence of these factors on groundwater chemistry.

A) Calculated chemical composition of aquifer recharge waters

The data set forth earlier derive from chemical analyses of rainwater and dry fallout monitored at a small number of stations for a relatively short period. Nevertheless, it is considered that they are sufficient to provide a significant idea of the influence these factors have on the chemistry of aquifer recharge waters.

In the light of what has gone before and in view of the fact that surface runoff in Apulia can be considered to be negligible, it is estimated that 60 percent of the autumn-winter rains go to recharge groundwaters and that these dissolve and carry into the aquifer the salts contained in the remaining 40 percent of the winter rains, the summer rains and salts from the whole of the year's dry fallout. These are the salts which are deposited on the ground and those which remain concentrated in the immediate vicinity of the surface as a result of evapotranspiration.

Considering the foregoing, the concentration of each ion present in the recharge waters as a result of rain and dry fallout, has been calculated for every monitoring station by means of the following expressions

$$C_{i1} = \frac{H \cdot c_{i1}}{0.6 h}$$

$$C_{i2} = \frac{G \cdot c_{i2}}{0.6 h}$$

where

H = mean annual rainfall (mm = l/m²)

G = average number of days of dry fallout sampling per annum

c_{i1} = average concentration of relevant ion per mm of rain

c_{i2} = average daily concentration of relevant ion attributable to dry fallout

h = mean rainfall for autumn-winter period (mm = l/m²)

C_{i1} = average concentration of relevant ion in recharge water attributable to rainfall (mg/l)

C_{i2} = average concentration of relevant ion in recharge water attributable to dry fallout (mg/l).

The concentration of each ion (C_i) in the recharge water is given by the expression:

$$C_i = C_{i1} + C_{i2}$$

Thus the total salt concentration in the aquifer recharge water is given by the sum of the total concentrations of the individual ions (ΣC_i). The data calculated in this manner are reported in Tables 9 and 10.

B) Comparison of chemistry of recharge waters and that of groundwaters

In order to appraise the influence which recharge waters have on groundwaters uncontaminated by intruding seawaters, an examination was made of the chemistry of the Montalieri Plinio,

However, in the autumn-winter period at Noci, instead, the value of this ratio is very high, on occasions, sometimes even higher than that in seawater (5.45); it must, therefore, be assumed that at the location of this station — and hence in the Apulian hinterland in general — the concentration and the chemical composition of dry fallout are affected by the combined contribution of sea spray from both the Adriatic and the Ionian.

D) Comparison of dry fallout and seawater characteristic ratios

The characteristic ratios of marine ions in dry fallout (Table 6) are quite different from those of the seawaters concerned [$\text{Cl}^-/(\text{Na}^+ + \text{K}^+) = 1.12$; $\text{Cl}^-/\text{SO}_4^{--} = 9.01$; $\text{Mg}^{++}/\text{Ca}^{++} = 5.45$; $\text{Mg}^{++}/\text{SO}_4^{--} = 1.73$]. Indeed though sea spray contains all the main elements found in seawater, it does not reflect the chemical composition because of the different dimensions of the component particles. It is also interesting to note that the mixing of sea spray with continental aerosol in the atmosphere in the inland regions results in the chemistry of meteoric precipitations (rainwater and dry fallout) being well defined and quite different from that of the original sources of supply.

6.3. Influence of the chemistry of meteoric precipitations (rainwater + dry fallout) on groundwaters

Let us now examine the way in which rainwater and dry fallout influence the chemistry of groundwaters uncontaminated by intruding seawaters.

6.3.1. Relation between rainwater and dry fallout

The deposition of salts on the ground is the result of the combined action of rain and dry fallout. In order to assess the importance of dry fallout on the total amount of salts deposited on the ground, the two types of precipitation are compared below.

A) Some points on the chemical composition of rainwaters

The salt concentrations of the rainwaters, considered in Table 4 and dry fallout, summarized in Table 6 can be compared, despite the different sampling techniques adopted.

Regarding the chemical composition of the rainwaters considered (Table 4) and that of the rainwaters sampled together with dry fallout (Table 7) it is evident that the characteristic ratios for the Na^+ , K^+ , Cl^- , Ca^{++} and HCO_3^- ions are similar, while that for $\text{Cl}^-/\text{SO}_4^{--}$ is markedly different.

The values of the $\text{Mg}^{++}/\text{SO}_4^{--}$ ratio in the case of the rainwaters in Table 4 (1967-1968 period) are well above those for the rainfall in the 1969-1971 period (Table 7) (0.96 against 0.71 for the autumn-winter period, and 0.81 against 0.32 for spring-summer). If the former are taken as representative of an unpolluted environment, it ensues that between 1967 and 1971 there was an anomalous increase in the SO_4^{--} ion, which came from sources other than the sea. This situation can be explained by reference to the findings of a recent study on solar radiation [5] in relation to atmospheric pollution. This shows that there was a big increase in the turbidity of the air in the years between 1969 and 1971 compared with the situation that prevailed throughout the previous decade.

B) Comparison of the chemical composition of rainwater and dry fallout

The chemical composition of rainwater and dry fallout in the autumn-winter and spring-summer periods, expressed as the mean values from the three monitoring stations, is shown in Fig. 71 and in the bottom lines of Tables 6 and 7.

The salt concentration of the rainwaters is always lower than that of the dry fallout. And while the chemical composition of the rainwaters is similar to that of dry fallout in the autumn-winter period, it is quite different in the spring-summer period, as is evident from the means of the seasonal characteristic ratios (Tables 6 and 7). In the case of elements of marine origin, this behaviour may be attributed to the various meteorological factors which, as has been seen, have a bearing on the time these elements spend in the atmosphere.

In particular, it is apparent that the amount of Mg^{++} and SO_4^{--} ions in dry fallout is always considerably more than in rainwater, owing to the physicochemical composition of the « nuclei » formed from these ions. There is also the fact that in the case of both rainwater and dry fallout, the $\text{Mg}^{++}/\text{SO}_4^{--}$ ratio for the spring-summer period is quite different from that for the autumn-winter period (Tables 6 and 7). This is attributable to the fact that the SO_4^{--} fraction comes from pollutants, and not from sea spray. Elements of continental origin contained in the rainwater are always considerably lower than those in the dry fallout, because of the chemical reactions between air, rainwater, Ca^{++} and HCO_3^- mentioned earlier.

loss of $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ ions is much greater than that of Cl^- ions, probably because their particles are larger.

There is a marked decrease in the concentration of the marine ions Mg^{++} and SO_4^{--} in the first three kilometres. This is attributable to the fact that part of these ions (fraction contained in heavier nuclei) tends to precipitate near the coast, while the much larger remaining part (contained in smaller nuclei) is carried very rapidly to height, not least because of the « barrier » effect of the city, only to fall out at a greater distance.

Where the SO_4^{--} ion is concerned, its concentration at Bari S.I. is 1.412 meq/m², while at Bari Lab it is 0.878 meq/m², and at Noci it is as high as 1.590 meq/m².

The concentration of ions of continental origin, which remains practically constant with distance from the coast, is already quite important at the Bari Lab station where these ions account for 51 percent of the total salts.

B) Influence of atmospheric parameters

The behaviour of the average six-monthly concentrations of each ion at all the stations has been examined in the light of atmospheric parameters (Table 6, Fig. 69).

Na⁺, K⁺ and Cl⁻ ions. The concentration of these ions at the two stations in the coastal strip is influenced quite considerably by seasonal changes, being highest in winter months when there are stronger winds blowing mainly from the NNW. On the other hand, variations at Noci are negligible.

For example on three days in 1970, namely 21, 22 and 23 March, the total fallout of Cl^- at Bari S.I. was 1,023 mg/m² while at Bari Lab it was 216 mg/m², with a 24.6 km/h NW wind. At Noci during the same period there were only slight variations in concentration and then the lag was around 24 hours, for the same meteorological conditions. Similar cases are frequently encountered.

Mg⁺⁺ and SO₄⁻⁻ ions. The concentrations of these ions, too, is greatly influenced by meteorological conditions. Peaks are encountered when temperatures are lowest and wind speeds in given directions are highest. Taking the three stations as a whole, it is noted that when NNW winds are blowing, i.e. from the Adriatic, the Mg^{++} and SO_4^{--} concentrations decrease moving from Bari S.I. towards Noci. On the other hand, when the southerlies are dominant, i.e. winds from the Ionian, or in the absence of any prevailing wind (e.g. the November 1970-April 1971 period), the decrease is from Noci towards Bari S.I.

Since the highest concentrations of these ions occur in the autumn-winter period, it follows that they originate mainly from the sea, as indicated earlier and in other studies [1].

Ca⁺⁺ and HCO₃⁻ ions. In the case of these ions, at Bari Lab and at Noci, a relationship is encountered between concentration, temperature and relative humidity. Thus it must be assumed that in addition to the chemical reaction between the atmosphere and HCO_3^- [2, 7], sea spray also contributes a small amount of Ca^{++} , as shown by the results from the Bari S.I. station.

At the monitoring stations farther inland, the Ca^{++} and HCO_3^- can be considered to come from the immediate vicinity of the station itself, since the calcareous dust particles are too large to remain in the air for long. There is also the fact that only a small part of these dusts reacts with the CO_2 in the atmosphere and comes to be deposited on the surface of the ground in soluble form; most of the dust falls back to earth in insoluble form [2].

C) Influence of seasons

The distinguishing feature of dry fallout in the autumn-winter period is that the salt concentration is markedly higher than in the spring-summer period, being almost double at Bari S.I., 20 to 30 percent higher at Bari Lab and 45 to 250 percent higher at Noci. The variations in chemical composition of dry fallout over the year are clear from the characteristic ratios given in Table 6 and from examination of Fig. 70.

It is evident from a comparison of chemical compositions in the autumn-winter period with those for the spring-summer that there is a general, continuous decrease in the $\text{Cl}^-/\text{SO}_4^{--}$ ratio at the three stations from the beginning to the end of the observation period. The Cl^- variations are cyclic, with recurring values in both winter and summer periods; though the SO_4^{--} values are also cyclic, there was a gradual increase in concentrations during the monitoring period, probably because of pollution of urban and industrial origin. This fact is even more evident from the higher SO_4^{--} contents encountered during the second year of the campaign, when the climate was more clement.

The $\text{Ca}^{++}/\text{HCO}_3^-$ ratio on the other hand, increases during the autumn-winter period, though there is a diverse decrease in the concentration of the two ions. The decrease of the HCO_3^- ion in the autumn-winter period is also brought out by the $\text{Cl}^-/\text{HCO}_3^-$ ratio, whose value is double or even treble the spring-summer value, owing to an increase in the Cl^- ion being matched by a simultaneous decrease in the bicarbonate ion.

Examination of the $\text{Mg}^{++}/\text{Ca}^{++}$ ratio at Bari Lab and Noci stations in the spring-summer period shows that absolute values range from a minimum of 0.042 to a maximum of 0.35; these values lie within the range of averages for Apulian carbonate rocks (0.005-0.15). As the marine contribution of Mg^{++} ion can be considered very low in that period, even the very small contribution from the continent becomes important, though it is otherwise virtually negligible.

6.2.1. Introduction

Three monitoring stations were set up (*Bari S.I.*, *Bari Lab* and *Noci*, located as shown in Fig. 65, where they are indicated by the symbols S1, S2 and S3) on the sites of Hydrographic Service rain-gauge stations. The location of the Noci Station, set at a relatively low elevation in an open area roughly equidistant between the Ionian and Adriatic, can be considered representative of the general situation in the Apulian hinterland, being equally subject to the influence of both seas. The sampling considered covers the period 1 May 1969 to 30 April 1971.

Dry fallout was collected in one-metre tall cylinders having a 1000-cm² cross section and a conical base. The samples were removed from the collectors every twenty-four hours by washing them out twice with one litre of distilled water. If rain fell, one or more samples of rainwater was collected depending on the duration and intensity of the fall. Once the rain ceased a minimum period of twenty-four hours was allowed to elapse before taking another dry fallout sample.

In this manner 1276 samples were collected in polythene bottles, 224 of these were rainwater and 1052 dry fallout. The chloride ion content was determined on the samples.

Seventy-two bulk samples were then prepared, representing the weighted monthly means of the dry fallout at the three stations, an aliquot proportional to the duration of the sampling being taken from each individual sample.

Chemical analyses were run on these samples for the main inorganic components: Mg⁺⁺, Na⁺, K⁺, Cl⁻ and SO₄⁻⁻ (ions mainly of marine origin), and Ca⁺⁺ and HCO₃⁻ (ions mainly of continental origin). Similar analyses were also run on twelve samples representing the six-monthly weighted average of the rainwaters collected at the three stations concerned.

Meteorological records were kept of rainfall, wind direction and average hourly velocity, relative humidity, temperature and pressure.

Before going on to detail the results of the study, it might be as well to refer briefly to present-day thinking on the matter of the constitution of *condensation nuclei* and cloud formation.

Corpuscles known as «condensation nuclei» are present in the atmosphere and permit the condensation and sublimation of water vapour, giving rise to minute droplets which cluster together and result in cloud formation. It has also been ascertained [6 and references therein] that these nuclei must be hygroscopic in order to take part in the cloud-formation process. It is only this type of nuclei that is examined here.

As shown by various authors [4, 6] clouds generally contain from 10 to 1000 droplets/cm³, so only a fraction of the condensation nuclei available take part in cloud formation; the remainder fall to the ground in anhydrous form after remaining in the atmosphere for a time that depends on their dimensions, other things being equal.

Nuclei are usually classified according to size and, subordinately, chemical composition:

— *Aitken's nuclei* are the smallest and most common, accounting for 90 percent of the atmospheric aerosol; they are generally composed of SO₄⁻⁻ ions, which are probably the products of industrial and domestic heating, and the lighter fractions of sea spray.

— *Large nuclei* account for about 10 percent of the aerosol; they are composed of Cl⁻, Na⁺ and K⁺ ions, originating from sea spray, and by Ca⁺⁺ and HCO₃⁻ caused by mechanical erosion of carbonate rocks

— *Giant nuclei* are present in much lower concentrations (0.1); they are generally formed by coagulation of smaller particles.

While many authors agree that Cl⁻, Na⁺ and K⁺ nuclei come from the sea and Ca⁺⁺ and HCO₃⁻ come from erosion of rocks, there is little information on the origin of the Mg⁺⁺, and opinions differ widely regarding SO₄⁻⁻, some experts attributing it to urban and industrial pollution and others to sea spray [4 and 6 and references therein].

6.2.2. Chemistry of dry fallout in relation to distance from sea, atmospheric parameters and the season

The three monitoring stations were set out on a single alignment in order to examine the chemical modifications of sea spray and aerosol going inland from the coast, with particular reference to atmospheric parameters and seasonal influence.

A) Influence of distance from sea

Data on the influence which distance from the sea has on the chemistry of dry fallout are set forth in Table 6 and illustrated in Fig. 68.

In the coastal strip the dry residue runs from 179.0 mg/m² (*Bari S.I.* at 0.04 km from the sea) to 122.4 mg/m² (*Bari Lab.* at 2.70 km from the sea), the decrease being about 32 percent. At the same time the Na⁺ + Cl⁻ fraction passes from 1.424 meq/m² to 0.480 meq/m², the decrease here being 66 percent. Quite evidently the ions composing the large nuclei fall out after a short distance. The change in the values of the Cl⁻/(Na⁺ + K⁺) ratio from 1.17 to 1.59 shows that the

the salinity (44.6 mg/l) is decidedly lower than that of the two groups of stations just mentioned (averaging 61 mg/l), notwithstanding the fact that the Bosco Umbra station is nearer the sea, which generally results in higher salinity, as clearly emerges from the following.

B) Influence of distance from sea

The influence which distance from the sea has on the salinity and chemical composition of the rainwaters is clearly apparent. Salinity decreases steadily as distance increases (Table 4) being 104 mg/l at an average of 2 km from the coast, 87 mg/l at 10.6 km and 59-64 mg/l at between 21.4 and 21.6 km.

The influence exerted by distance on chemical composition can be seen from the Fig. 66 diagrams. The Mg^{++} , Na^+ , K^+ , Cl^- and SO_4^{--} contents of water at the stations nearest the sea (average of 2 km, Curve 1) are almost double those of the stations farthest away (average of 21.5 km, Curves 2 and 4), while the Ca^{++} and HCO_3^- contents remain about the same. So the first group of ions is essentially of marine origin, generally speaking, while the Ca^{++} and HCO_3^- ions may be taken to be of continental origin, since their amount does not diminish with distance, as does the total salinity. Indeed, while the average $Ca^{++} + HCO_3^-$ content of waters at coastal stations is 29%, it is about 46% at those farthest inland. Both these ions are probably present in rainwater owing to the CO_2 dissolving particles of calcareous origin present in the atmosphere.

These findings are also confirmed by the way the Cl^-/HCO_3^- ratio varies with distance from the sea (Table 4).

Likewise, while the shape of the curve for the average composition of the rainwaters at coastal stations tends to resemble that of the groundwaters contaminated by seawaters, that of the rainwaters at the farthest stations resembles the curves plotted for the few Apulian springs fed by shallow-seated groundwaters which are certainly not polluted with salt waters, being recharged exclusively by meteoric precipitation.

The $Cl^-/(Na^+ + K^+)$ ratio also indicates the influence which distance from the sea has on rainwaters (Table 4).

To all intents and purposes the Cl^-/SO_4^{--} ratio does not vary with distance, but the values are very different from those of seawaters and salt-contaminated groundwaters: 1.60-1.68 against 9-11 for intruding seawaters. Hence, this ratio is useful for recognizing whether or not the groundwaters are polluted by seawaters.

The Mg^{++}/Ca^{++} ratio is also significant. The absolute values of 0.36 for the farthest stations and 0.75 for the nearest, are considerably higher than the value for carbonate rocks (0.005-0.15) but lower than that for seawater (around 5.45). This means that the sea is the main source of the Mg^{++} ion in rainwaters.

A further point is that with the same distance, elevation and rainfall, then topographic exposure generally seems to influence the distribution of salinity, e.g. the salinity of rainwaters at the Masseria Cardami station facing onto the Ionian Sea is markedly higher than that of rainwaters at Masseria Monteruga station which faces onto the Adriatic.

In brief, there are rainwaters with two quite distinct types of salt composition: in the 7-km wide coastal strip the salts are essentially of marine origin, while moving inland these gradually decrease and the chemical properties change at the same time. However, « marine ions » do not lose all their influence even at the stations farthest inland.

C) Influence of seasons

It is evident from the mean monthly salinity and chemical composition data for the groundwaters of the eleven stations concerned, that the salinity of the rainwaters in the six-month period from November to April is markedly higher than that for the May-October period: 82.50 mg/l against 62.80 mg/l (Table 5 and Fig. 67).

In the case of chemical composition, while the so-called « marine ions » remain virtually unchanged during the two six-monthly periods, Ca^{++} and HCO_3^- , instead, increase considerably in the spring-summer period. It should be pointed out in this respect that as a consequence of the higher summer temperatures a considerable amount of limestone dust is carried upwards by the hot-air currents rising from the land-mass. When the particles come into contact with low-pressure areas and hence with water vapour that is higher in CO_2 , they are dissolved to form Ca^{++} and HCO_3^- [7].

It is evident from the foregoing that atmospheric and climatic events play a decisive role in the chemistry of rainwaters.

6.2. Dry fallout chemistry

A study was made of the chemical composition of atmospheric dust which falls naturally to the ground in the absence of rain; this is referred to as dry fallout. Particular attention was paid to that portion of dry fallout deposited on the ground in the form of water-soluble salts.

6. Chemistry of Apulian rainwaters and groundwaters

To obtain a better understanding of the chemistry of the shallow and deep-seated groundwaters, an examination was made of possible sources of salinity. In this respect, special attention was paid to rainfall and dry fallout and to the fraction thereof which goes to recharge the aquifer.

The chemical properties of the shallow and deep-seated waters were also examined directly.

6.1. Rainwater chemistry

To clarify the causes of groundwater salinity, a study was made to ascertain how rainwater chemistry is affected by the topography and by atmospheric parameters.

6.1.1. Introduction

Rainwaters from eleven Hydrographic Service gauging stations located essentially on two alignments, one in the Gargano-Tavoliere region and the other in the Salento Peninsula (Fig. 65) were examined. The period selected was 1 May 1967 to 30 April 1968.

The rain collected in the gauges over a period of one month was kept in polythene bottles, from which aliquots were taken for analysis. One hundred and thirty two samples (twelve months from eleven stations) were examined, chemical analyses being made of the main inorganic constituents: chlorides, sulphates, sodium, potassium and magnesium (ions mainly of marine origin), as well as carbonates, bicarbonates and calcium (ions mainly of continental origin). The results for the various stations are reported in Tables 4 and 5.

The following comments may be made on the way the chemistry of the rainwaters varies with elevation, amount of rainfall, distance from the sea and season.

6.1.2. Chemistry of the rainwaters in relation to elevation, amount of rainfall, distance from sea and season

The topography of Apulia is such that elevation tends to increase with the distance from the sea: the higher the elevation the greater the rainfall, in general. This situation is particularly evident in the Gargano [3].

It will be appreciated just how difficult it is to pinpoint the influence of each individual factor on the chemistry of the rainwaters, and in the following discourse combinations of factors are considered in some cases.

A) Influence of elevation and amount of rainfall

In Table 4 and Fig. 66 the average annual chemical composition of the rainwaters is considered in terms of distance from the sea, elevation and amount of rainfall involved.

Curves 2 and 4 of Fig. 66 may be taken to illustrate the influence of elevation. The curves indicate the average chemical composition of the waters sampled at two groups of stations, one at more than 7 km from the sea and at elevations of over 50 m (average distance 21.6 km; average elevation 376 m; mean annual rainfall 521.5 mm), and the other at elevations of over 400 m (average distance 21.4 km; average elevation 556 m; mean annual rainfall 566.3 mm). The two groups thus differ substantially as regards elevation — 376 m against 556 m, on average — yet it is evident that differences between the curves illustrating the chemistry of the waters of the two groups are negligible. This is no longer the case, however, when the rainfall amount factor is associated with that of elevation, as is apparent if one considers Bosco Umbra station lying at the highest elevation (754 m) and having the highest annual rainfall (825 mm). Here

-
- [22] SCHOLLER H.: « Les eaux souterraines ». Paris, Masson & C., (1962).
- [23] STERN W., JACOBS M., SCHMORAK S.: « Hydro-geological Investigations in the Southern Coastal Plain of Israel ». *Hydrological Paper*, n. 5, Gerusalemme, (1956).
- [24] THEIS C. V.: « The relation between the lowering of the piezometric surface and the rate and duration of discharge of a well using ground storage ». *T. A. G. U., Nat. Research Council*, vol. XVI, (1935).
- [25] THIRRIOT C., VILLENEUVE J. P.: « Consideration sur la fonction de transfert des milieux poreux limités ». *Intern. Hydr. Symp.*, Fort Collins, (1967).
- [26] TODD D. K.: « Ground water hydrology ». J. Wiley & Sons, New York, (1959)
- [27] WERNER P. W., NOREN D.: « Progressive waves in non artesian aquifer ». *Am. Geophys. Union Trans.*, vol. XXXII, (1951).
- [28] ZORZI L.: « A network of recording ground water table gauging stations installed in the Salentina Peninsula (Puglia - southern Italy) for the study of the carsic water ». *J. A. S. H., Symposium Design of Hydrological Network*, Quebec, 438-443 (1965).