

9. - METODOLOGIE E TECNICHE DI INDAGINE ADOTTATE PER LO STUDIO DELLE ACQUE SOTTERRANEE IN AMBIENTI CARSICI REGIONALI

9.1. - PREMESSA

La corretta gestione delle risorse idriche sotterranee può avvenire solo a seguito dell'approfondita conoscenza delle caratteristiche idrogeologiche degli acquiferi regionali e di quelle idrodinamiche e qualitative della falda, così da consentire la definizione di un modello concettuale della circolazione idrica sotterranea il più possibile vicino alla realtà (COTECCHIA & POLEMIO, 1998a; DAURÙ *et alii*, 1999; POLEMIO *et alii*, 2009a; POLEMIO & LIMONI, 1998). È necessario, infatti, conoscere i fenomeni che regolano i processi di alimentazione degli acquiferi regionali ed il deflusso delle acque sotterranee sino alle emergenze costiere, oltre che i rapporti intercorrenti tra le acque dolci di falda e la sottostante acqua di mare di intrusione continentale, al fine di individuare le dinamiche evolutive dell'acquifero (COTECCHIA *et alii*, 1998).

La rigorosa valutazione dei parametri idrogeologici e geochimici è però alquanto difficoltosa negli acquiferi carbonatici regionali, a causa della complessità dell'ambiente carsico entro cui si esplica la circolazione idrica. In acquiferi permeabili per fratturazione e carsismo ed interessati dal fenomeno dell'intrusione marina, è richiesta infatti l'adozione di tecniche di indagini avanzate, tali da aver indotto l'utilizzaro di ingenti risorse finanziarie per la loro messa a punto, nell'ambito del Progetto Finalizzato IRSA-CNR, condotto negli anni '60÷'70 per la caratterizzazione idrogeologica degli acquiferi e la comprensione delle dinamiche evolutive dello stato quali-quantitativo della risorsa idrica sotterranea (COTECCHIA, 1977).

La conoscenza generale di base, desunta con i metodi dell'idrogeologia tradizionale, costituisce il punto di partenza per le successive fasi di affinamento, che si possono esplicitare attraverso l'applicazione di metodologie basate sulla determinazione della concentrazione degli isotopi ambientali, sull'individuazione del chimismo e sulla valutazione della distribuzione della temperatura nell'acquifero.

Ciascun tracciante fornisce informazioni specifiche, ma la loro analisi contestuale consente di valutare il tempo di residenza delle acque nell'acquifero, la localizzazione delle aree di ricarica, le vie di deflusso preferenziale, l'estensione degli acquiferi, la qualità delle acque, l'origine dei sali disciolti, sino ad ottenere una caratterizzazione esauriente su scala regionale dell'intero sistema idrogeologico (MAZOR, 1976; TULIPANO & FIDELIBUS, 1996). È il caso di ricordare l'approccio multitracciante, basato sulla valutazione contemporanea di parametri termici, chimici, fisici ed isotopici, mostratasi particolarmente utile nella caratterizzazione di situazioni idrogeologiche complesse, richiedenti la combinazione di informazioni derivanti da diversi accertamenti idrogeologici. Un esempio di applicazione di tale approccio verrà presentato nel capitolo 15, nell'ambito della trattazione dell'area idrogeologica della Murgia (TULIPANO *et alii*, 1990).

La gestione e la salvaguardia delle risorse idriche sotterranee deve essere perseguita, inoltre, attraverso un monitoraggio regolare e sistematico dello stato e dei caratteri di tali risorse, idoneamente interpretato e che consenta di controllare le possibili evoluzioni idrologiche ed idrochimiche del sistema acquifero, per effetto di processi sia naturali, sia di origine antropica (COLUCCI *et alii*, 1998; COTECCHIA *et alii*, 1999; COTECCHIA & POLEMIO, 1998b; MAZOR, 1976; POLEMIO *et alii*, 2009b; POLEMIO & LIMONI, 2009).

Nel presente capitolo verrà illustrata l'utilità e proficuità di metodologie e tecniche di indagine adottate con successo nel passato, ma oggi ignorate da molti, che rispondono agli obiettivi della salvaguardia della risorsa idrica sotterranea. Si tratta di tecniche di indagine ampiamente testate negli acquiferi fratturati carsici pugliesi (COTECCHIA, 1975, 1977, 1979, 1980, 1981, 1982).

9.2. - LOG MULTIPARAMETRICI E POZZI SPIA

L'esecuzione dei carotaggi multiparametrici, detti log nel linguaggio tecnico, lungo la colonna idrica del pozzo, è di grande utilità, sia per la determinazione delle caratteristiche idrodinamiche delle acque sotterranee, sia per la loro caratterizzazione qualitativa preliminare.

Tali carotaggi multiparametrici, il cui impiego è semplice ed estensivo, devono però essere preceduti ed integrati dai tradizionali accertamenti idrogeologici, oltre che da altri rilievi di campo. I log multiparametrici dovrebbero ad esempio essere sempre integrati dalle informazioni rilevate in cantiere nel corso della perforazione del pozzo. Tali informazioni contribuiscono infatti a tarare la metodologia di esecuzione dei log (DAURÙ *et alii*, 2002), conducendo ad una interpretazione più corretta del risultato ottenuto.

Il carotaggio multiparametrico deve essere eseguito secondo dei criteri standard, che prevedono, ad esempio, il preliminare accertamento della presenza di correnti verticali nel pozzo, poiché queste potrebbero inficiare la significatività della misura, o l'adozione di basse velocità di discesa della sonda all'interno del pozzo (non superiore a 0.03 m/s) per non arrecare disturbo alla distribuzione delle caratteristiche chimico-fisiche delle acque e la registrazione dei parametri ad opportuni intervalli di tempo (CUSTODIO, 1994; DAURÙ *et alii*, 2002; DELWYN *et alii*, 2008).

Una volta acquisite informazioni affidabili dal log multiparametrico, queste possono essere di *input* in svariate applicazioni. Nel contesto regionale pugliese, ad esempio, l'impiego di log termosalinometrici è stata adottata per la determinazione della stratificazione salina nel tempo dei corpi idrici dolci galleggianti sull'acqua di mare d'intrusione continentale. L'andamento della stratificazione termica e salina delle acque di falda lungo la colonna idrica di un pozzo è, infatti, utile a individuare le variazioni di spessore della lente di acqua dolce e della zona di transizione, così come la profondità del tetto delle acque salate (COTECCHIA, 1977; TULIPANO, 1988).

Così, in un acquifero costiero, la distribuzione della concentrazione salina e della temperatura con la profondità riflettono l'evoluzione del processo di avanzamento dell'intrusione marina. Infatti, quando è in atto una progressione della fenomenologia in parola, generalmente si assiste ad un aumento del contenuto salino e di tutti i parametri chimici ad esso associati ed, allo stesso tempo, ad un incremento delle temperature, quasi sempre osservato a causa della minore mobilità delle acque salate.

In questo contesto, i pozzi spia sono progettati per ottenere informazioni sull'intrusione marina, che permettono di porre in essere tutte le azioni necessarie per la tutela della risorsa idrica sotterranea. Essi attraversano l'intero spessore della falda e si attestano per svariate decine di metri in acqua di mare. Il rivestimento definitivo di un pozzo spia dovrebbe essere progettato tenendo conto della distribuzione del carico idraulico lungo la colonna idrica. Può capitare, infatti, che la perforazione metta in comunicazione livelli idrici di carico idraulico diverso che, generando correnti verticali, determinano il miscelamento di livelli idrici presentanti differenti caratteristiche chimico fisiche, inficiando così la rappresentatività della misura. In tali casi si rende necessario isolare i tratti di acquifero a differente carico idraulico, mediante una sistemazione a "celle" del rivestimento.

L'isolamento tra le celle si esegue colando boiacca di cemento a più riprese, controllando eventuali perdite della stessa attraverso fessure o cavità. Raggiunta con la cementazione la quota prevista, si provvede alla posa in opera della cella sovrastante. Ne consegue che il numero di celle, così come la loro lunghezza e posizione, vengono progettati in base alle caratteristiche idrogeologiche locali dell'acquifero (CARLIN & TADOLINI, 1969; COTECCHIA *et alii*, 1973).

9.2.1. - Utilizzo dei log multiparametrici per la caratterizzazione chimico-fisica delle acque sotterranee pugliesi

Nel territorio regionale pugliese si è sperimentato l'utilizzo sistematico di sonde multiparametriche, dotate di sensori di temperatura, conducibilità elettrica, pH, ossigeno disciolto e potenziale di ossido riduzione, per la caratterizzazione chimico-fisica delle acque sotterranee. Lo studio dei rilievi multiparametrici attuati in corrispondenza di 110 pozzi per un periodo di un anno a cadenza trimestrale, è stato svolto nell'ambito del progetto per la costituzione della "Rete di controllo idrometrografico e qualitativo delle falde idriche della Regione Puglia" negli anni 90 (cap. 27).

I log multiparametrici eseguiti sono stati raggruppati, sulla base degli andamenti dei caratteri chimico-fisici delle acque rilevati con la profondità in,

6 tipologie, cui sono risultati correlabili diversi contesti idrogeologici regionali (figg. 9.1 e 9.2). In particolare è stato possibile distinguere: una tipologia per l'area interna o di alimentazione, una per la fascia costiera, una per l'acquifero superficiale del Tavoliere, una per la zona di passaggio tra la Murgia e il Tavoliere, una per la zona di passaggio tra il Tavoliere e il Gargano, ed infine una per la zona di passaggio tra la Murgia e il Salento.

I log appartenenti alla tipologia *Area Interna o di Alimentazione* sono stati rilevati nelle porzioni interne delle unità idrogeologiche carbonatiche. Essi presentano una temperatura compresa tra 16 e 17°C, una salinità sempre inferiore a 0,5 g/l, un pH compreso fra 6,5÷7,5, Ossigeno disciolto sempre elevato, con valori massimi compresi fra 5 e 8 mg/l, potenziale di ossido-riduzione generalmente

positivo. In particolare, ciò che sempre si rileva è una bassa variabilità lungo il pozzo della temperatura, della conducibilità e del pH, di contro all'incremento degli altri due parametri nelle zone di circolazione idrica. In alcuni casi i pozzi di questa tipologia possono essere prossimi alla costa. Ciò accade quando i log in essi eseguiti evidenziano notevoli spessori di acqua dolce.

I log appartenenti alla tipologia *Fascia Costiera* sono stati rilevati nelle porzioni costiere delle unità idrogeologiche carbonatiche. Essi sono caratterizzati da un incremento dei valori della temperatura (di 1÷1,5 °C) e della salinità (da 0,5 g/l nella porzione di acqua dolce, a più di 40 g/l nella parte finale del pozzo, quando si giunge nell'acqua di mare) all'aumentare della profondità. Il pH, di va-

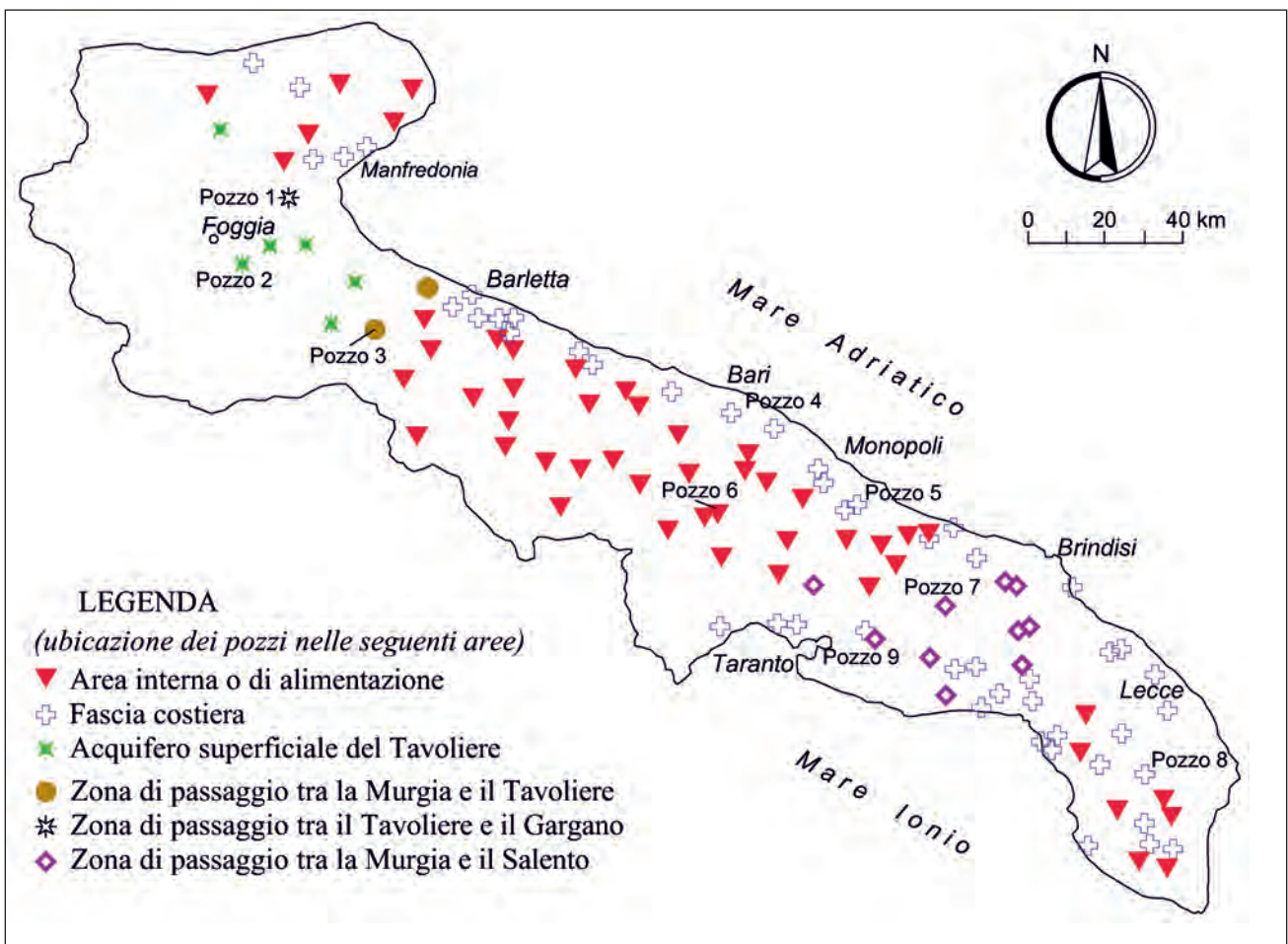


Fig. 9.1 - Ubicazione dei pozzi nei quali sono stati eseguiti log multiparametrici successivamente raggruppati in 6 tipologie individuate sulla base degli andamenti dei carotaggi chimico - fisici delle acque sotterranee in profondità. Tali tipologie sono risultate correlabili a diversi contesti idrogeologici riportati in legenda (mod., da COTECCHIA *et alii*, 1999).

— Location of the wells where multi-parameter logs were carried out, and that were subsequently grouped into 6 types on the basis of the patterns of chemical and physical logs of deep groundwater. These typologies turned out to correlate with the different hydro-geological settings shown in legend (modified, from COTECCHIA *et alii*, 1999).

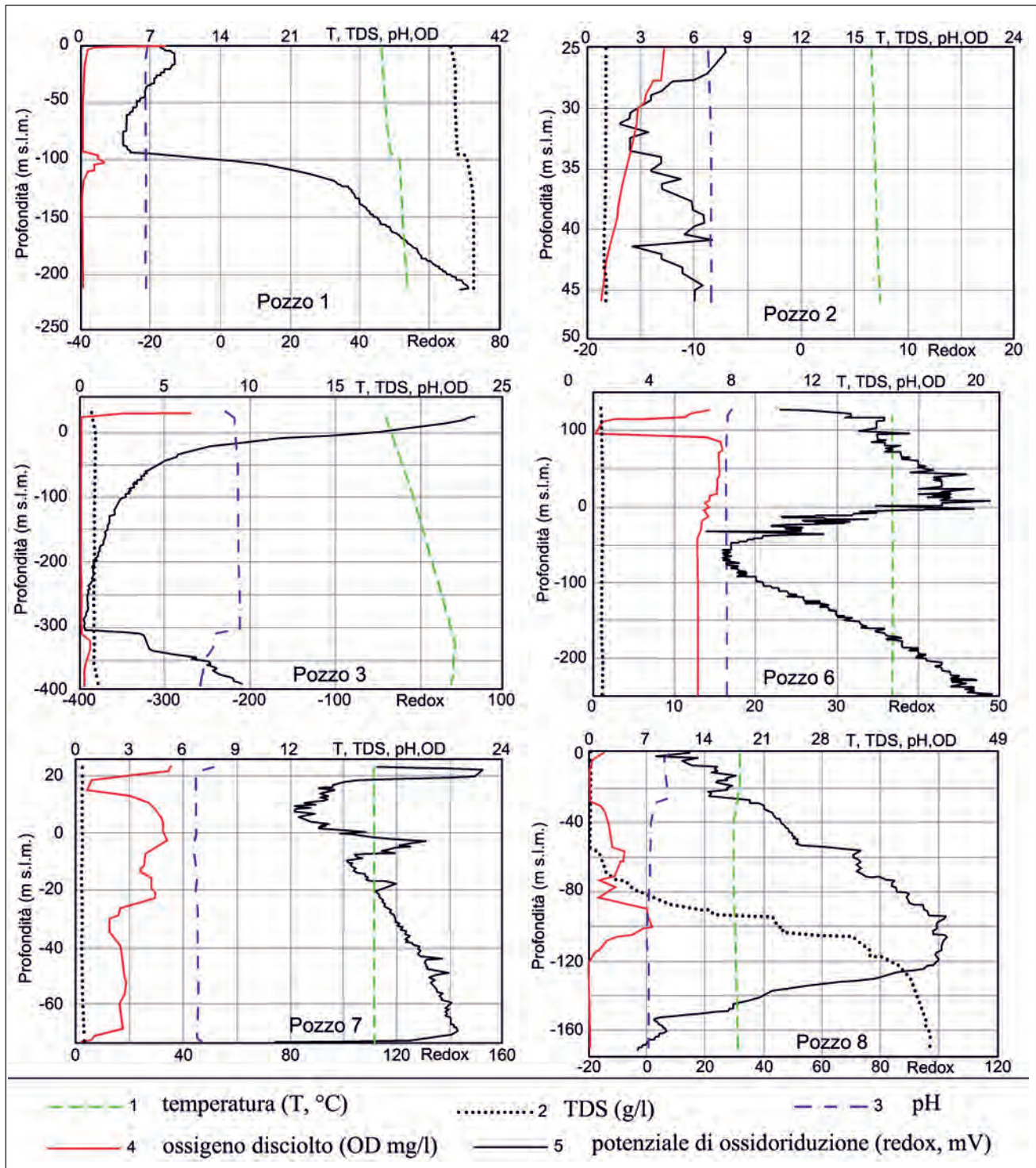


Fig. 9.2 - Esempi di log multiparametrici riconducibili alle tipologie individuate in figura 9.1 (mod., da COTECCHIA *et alii*, 1999).

– Multi-parameter logs for the typologies identified in figure 9.1 (modified from COTECCHIA *et alii*, 1999).

lore medio pari a 7,5, tende ad aumentare nella porzione di acqua salata, mentre l'Ossigeno disciolto è in concentrazione elevata nell'acqua dolce e diminuisce, fino quasi ad annullarsi, nell'acqua di mare alla base, di mobilità scarsissima o nulla.

Anche il potenziale di ossido-riduzione tende a diminuire con la profondità; la sua variazione è marcata e va da valori positivi nella porzione dell'acquifero in cui circolano le acque dolci, a valori negativi nella parte in cui è presente l'acqua di mare.

Inoltre, la zona di transizione tra acqua dolce e salata, è caratterizzata dal passaggio repentino dalla salinità $3\div 5$ g/l a $41\div 42$ g/l. In alcuni casi i pozzi di questa tipologia possono essere a notevole distanza dalla costa. Ciò accade quando i log in essi eseguiti evidenziano una notevole contaminazione marina. I log appartenenti alla tipologia *Acquifero Superficiale del Tavoliere* prevedono una temperatura dell'acqua di falda che oscilla fra i 16 e 17°C, una salinità intorno al grammo per litro, un pH che oscilla fra 7 e 8, l'Ossigeno disciolto che non supera i 4 mg/l, ed infine il potenziale *redox* che varia fra valori di poco positivi a valori generalmente negativi. All'aumentare della profondità si riscontra, in genere, un leggero aumento della temperatura, della conducibilità elettrica e del pH, con un contemporaneo decremento dell'Ossigeno e del potenziale *redox*, sintomo di scarsa mobilità delle acque.

I log appartenenti alle tipologie che seguono, invece, afferiscono a zone di passaggio fra le quattro unità idrogeologiche. Visto il loro numero limitato di pozzi, tali tipologie forniscono solo caratterizzazioni preliminari di tali zone.

Alla tipologia *Zona di passaggio tra la Murgia e il Tavoliere* appartengono i pozzi che, dopo aver attraversato i terreni quaternari del Tavoliere, si attestano nelle acque contenute nei calcari mesozoici. Per tali acque sono stati rilevati: una temperatura superiore ai 20°C, una salinità che supera il grammo litro e che tende ad aumentare con la profondità, un pH più o meno costante, con valori medi pari a 7, Ossigeno disciolto molto basso (valori inferiori ai 2 mg/l) e potenziale *redox* sempre negativo.

Nella tipologia *Zona di passaggio tra il Tavoliere e il Gargano*, i log sono stati eseguiti, come nel caso precedente, in pozzi che, dopo aver superato i terreni quaternari del Tavoliere con tubazioni cieche, si attestano in profondità nelle acque contenute nei calcari mesozoici. Essi evidenziano la presenza di una falda fortemente mineralizzata e soggetta ad una scarsissima mobilità; la temperatura ($30\div 33^\circ\text{C}$) e salinità ($37\div 40$ g/l) aumentano con la profondità, il pH è sostanzialmente costante (valore medio pari a 6,5); l'Ossigeno disciolto, ad eccezione di un tratto di circolazione idrica più attiva, è praticamente assente; il potenziale *redox* è sempre negativo.

Infine, i log della tipologia *Zona di passaggio tra la*

Murgia e il Salento (dove la falda proveniente dalla prima unità si riversa nella seconda), presentano una temperatura generalmente compresa fra 16,5°C e 17°C, salinità inferiore a 0,5 g/l, pH compreso fra i valori di 6 e 8, Ossigeno disciolto variabile lungo la colonna idrica, compreso fra 2 e 4 mg/l e, infine, potenziale *redox* generalmente positivo.

Le tipologie di log multiparametrico individuate in ambito regionale, ricorrenti in definite aree e dunque tali da far distinguere porzioni di acquifero con caratteri differenti, appaiono dimostrare le utilità di una applicazione estensiva di questa metodologia per l'analisi delle condizioni idrogeologiche e chimico-fisiche delle acque sotterranee, così come della presenza di inquinamento antropico o salino per intrusione marina (COTECCHIA *et alii*, 1999).

9.2.2. - *Impiego di log multiparametrici per il monitoraggio della stratificazione salina della falda di acqua dolce e della zona di transizione*

I log multiparametrici possono essere utilizzati per il monitoraggio della stratificazione salina della falda di acqua dolce e della zona di transizione e della sua variazione nel tempo.

In un generico carotaggio termo-salinometrico in un pozzo spia penetrante l'acquifero carbonatico cretacico (fig. 9.3), si osserva che il contenuto salino delle acque di falda aumenta con la profondità; dai valori minimi misurabili alla superficie freatica, talvolta anche inferiori a 0,5 g/l, si passa infatti a valori più elevati, dell'ordine di 4-5 g/l, corrispondenti al tetto della zona di transizione, ove poi il contenuto salino subisce un incremento rapido e regolare con la profondità, fino a giungere a valori dell'ordine di 41-42 g/l (propri dell'acqua di mare). Detti carotaggi hanno poi evidenziato che in prossimità della costa il passaggio dall'acqua di falda alla sottostante acqua di mare si compie entro pochi metri, mentre nell'entroterra il passaggio è più graduale, con una zona di transizione potente di diverse decine di metri (COTECCHIA, 1977; COTECCHIA *et alii*, 1974a; TADOLINI & TULIPANO, 1970).

Le indagini eseguite nei pozzi spia variamente distribuiti sul territorio regionale hanno consentito

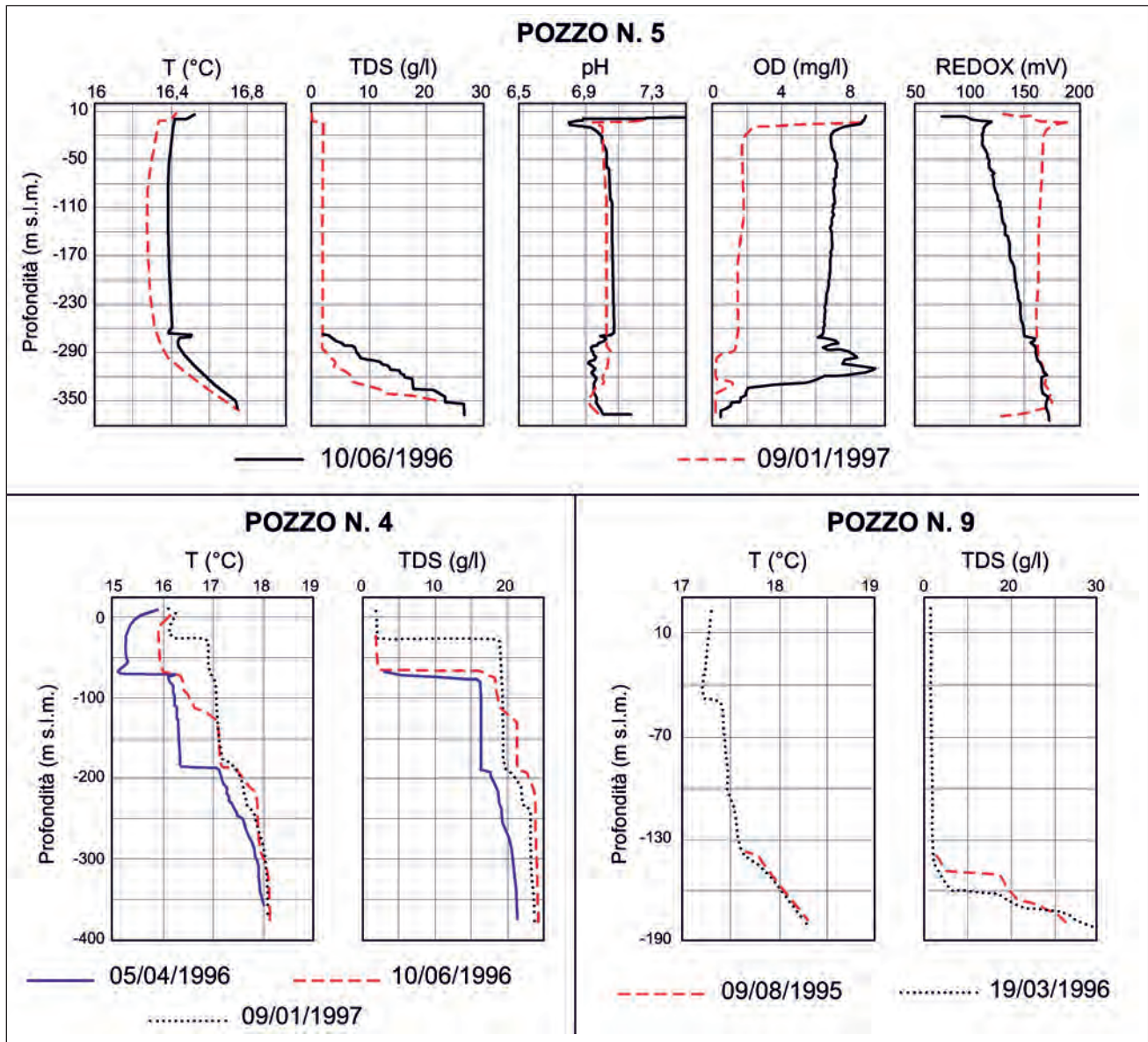


Fig. 9.3 - Esempi di utilizzo di log multiparametrici eseguiti in pozzi spia, ubicati in figura 9.1, per il monitoraggio dell'evoluzione dell'inquinamento salino (mod., da COTECCHIA *et alii*, 1999).

– Multi-parameter logs carried out in observation wells, shown in figure 9.1, to monitor salt pollution evolution (modified from COTECCHIA *et alii*, 1999).

di rilevare importanti informazioni circa l'equilibrio esistente tra la falda di acqua dolce e la sottostante acqua di mare e la sua evoluzione al variare della ricarica e degli emungimenti. La sistematica rilevazione della salinità in tali pozzi consente, infatti, di determinare l'entità delle oscillazioni della zona di transizione, intesa sia come variazione di spessore e di quota, che di concentrazione salina dell'acqua dolce, così come illustrato per alcuni casi singolari in figura 9.3. Il pozzo n. 5 evidenzia una riduzione di spessore della zona di transizione sviluppatasi in circa 6

mesi tra la stagione estiva e quella primaverile, imputabile alla ricarica della falda. Il pozzo n. 4 registra, invece, in meno di 1 anno, un progressivo peggioramento della qualità delle acque sotterranee, determinato dal notevole sollevamento della zona di transizione. Caso opposto è evidenziato dal pozzo 9 dove, a quasi un anno di distanza, si registra un netto miglioramento della qualità delle acque, legato ad un sostanziale abbassamento della quota della zona di transizione al ridursi dello spessore della stessa, probabilmente per aumento delle precipitazioni.

9.3. - TRACCIANTI NATURALI ED ARTIFICIALI

L'utilizzo congiunto di metodologie che si avvalgono di traccianti (*dye*), artificiali o naturali, e di metodi classici di indagine idrogeologica, consente, attraverso un approccio *multitracing*, di analizzare le fenomenologie in atto negli acquiferi. Ciascun componente chimico, isotopico fisico misurabile nelle acque sotterranee può infatti essere considerato potenziale tracciante di una caratteristica del sistema.

Esistono differenti gruppi di sostanze idonee all'utilizzo quali traccianti in prove idrologiche. I traccianti artificiali e naturali sono suddivisi in: sostanze solubili in acqua (coloranti fluorescenti e non, sali, prodotti chimici), isotopi (isotopi ambientali stabili e radioattivi, isotopi attivati), particelle trasportate (spore, batteri, microsfele, batteriofagi). Per lo studio delle acque sotterranee in ambiente carsico le prime due tipologie di tracciante sono state ampiamente utilizzate (CELICO, 1990; COTECCHIA *et alii*, 1974b; DI FAZIO *et alii*, 1996; DI FAZIO & VOLTERRA, 1994; FERRARI *et alii*, 2004; GASPAS & ONCESCU, 1972; LALLEMAND & GRISON, 1970; IAEA, 1962, 1968, 1971; KAAS, 1998; LOPEZ *et alii*, 2009; PETRELLA *et alii*, 2009; POLEMIO & LIMONI, 2009; POLEMIO & MITOLO, 1998; TAZIOLI, 1976a).

9.3.1. - Traccianti artificiali e tecniche di misura

I traccianti artificiali sono delle sostanze che possono essere facilmente immesse e rilevate nelle acque sotterranee, allo scopo di conoscere i principali aspetti idrodinamici ed idrogeologici della falda.

L'impiego dei traccianti artificiali permette di riconoscere le vie di comunicazione sotterranee preferenziali, localizzare gli sbocchi sottomarini, individuare i possibili punti di immissione di inquinanti, determinare le direzioni principali di flusso delle acque, determinare la velocità di filtrazione e la portata della falda, valutare i caratteri di permeabilità dell'acquifero.

Il tracciamento artificiale si basa su procedimenti di *stimolo-risposta* che intervengono su condizioni stazionarie del flusso. Lo *stimolo* consiste nell'immettere un tracciante nel sistema idrico, mentre la risposta è la variazione nel tempo della

concentrazione dello stesso nel punto di immissione o la variazione della quantità che passa in un determinato punto dell'acquifero posto a valle, ad una certa distanza dal punto d'immissione. La *risposta* consiste quindi nella cosiddetta "curva di restituzione", che rappresenta la distribuzione dei tempi di residenza dell'acqua di falda nell'acquifero. Attraverso l'impiego di modelli matematici di propagazione è possibile, inoltre, interpretare i processi che determinano detta risposta.

9.3.1.1. - Il tracciante ideale

I traccianti artificiali, per poter essere utilizzati nelle acque sotterranee, devono possedere delle caratteristiche chimico fisiche "*ideali*" (GASPAS & ONCESCU, 1972), quali:

- alta solubilità in acqua;
- stabilità (nessuna interazione con la molecola dell'acqua, assenza di decomposizione biologica, insensibilità alla luce, resistenza alle variazioni di pH e Eh);
- non tossicità per l'uomo e per gli organismi acquatici;
- neutralità (nessuna interazione con la frazione solida per assorbimento e scambio ionico)
- nessuna variazione della porosità e della conducibilità idraulica dell'acquifero;
- rilevabilità, anche a basse concentrazioni;
- assenza o presenza in basse concentrazioni, nelle acque naturali;
- nessuna interferenza con altre sostanze;
- assenza di conseguenti correnti di densità;
- facile reperibilità;
- basso costo.

Un tracciante ideale non è stato però ad oggi individuato, per quanto molti appaiono avvicinarsi alla suddetta condizione. Dunque, vantaggi e svantaggi nell'uso di un dato tracciante, devono essere valutati in relazione alle finalità dello studio e alle condizioni idrogeologiche dell'acquifero.

9.3.1.2. - Traccianti artificiali stabili

I traccianti artificiali stabili si suddividono in coloranti (Fluoresceina, Rodamina B, Uranina, Eosina, Rosso d'anilina, Blu di metilene, sulforodamina B,

lissamina FF, pyranina, ecc.) e chimici solubili. Quest'ultimi comprendono sia gli elettroliti forti (nitrato tetraidrato di cadmio, cloruro di cadmio bii-drato, solfato di cadmio ottoidrato, il metaborato di sodio ottoidrato, ecc.) che i sali (ioduro di potassio, bromuro di sodio, ioduro di sodio, ecc.).

Tra i traccianti artificiali stabili, quelli coloranti fluorescenti sono i più utilizzati, in quanto facilmente reperibili ed utilizzabili in campo con notevole rapidità e semplicità. Inoltre, i coloranti con proprietà fluorescenti sono rilevabili in concentrazioni molto basse, con grande accuratezza, mediante fluorimetri. I più importanti sono l'uranina (verde intenso, altamente fluorescente), l'eosina (mediamente fluorescente), e la rodamina B (mediamente fluorescente). La classificazione viene fatta in funzione del colore, pertanto esistono traccianti arancioni (rodamina B, sulforodamina B), verdi (fluoresceina, lissamina FF, pyranina) e blu, detti anche coloranti ottici luminosi.

I traccianti fluorescenti hanno molte delle proprietà di un tracciante ideale; il vantaggio maggiore del loro uso è legato essenzialmente alla loro alta rilevabilità. Uno dei problemi, invece, riguarda il non completo rinvenimento della massa iniettata a causa della loro possibile interazione con la matrice solida, o per effetto del pH o della luce solare (CELICO, 1990; TAZIOLI, 1973).

I traccianti chimici solubili o soluti comprendono sia elettroliti forti, rilevabili con misure di conducibilità, sia sali, le cui concentrazioni si determinano in sito mediante sonde a neutroni o con sensori ione-selettivi. Generalmente i sali usati come traccianti sono rappresentati da molecole aventi atomi di grossa sezione di cattura per i neutroni termici (MAESTRINI, 1965; PIRASTRU *et alii*, 1966). A differenza dei traccianti coloranti, i traccianti chimici solubili non interagiscono con la matrice solida dell'acquifero.

Negli ultimi anni è aumentato notevolmente l'impiego dei sali, e in particolare dello ioduro di potassio, grazie alla specificità dell'elemento e all'elevato grado di rintracciabilità, pari a quello ottenibile con un tracciante radioattivo e di gran lunga superiore a quello offerto dal NaCl. Di contro, però, l'uso dello ioduro di potassio richiede l'impiego di una quantità significativa di tracciante ed

un sensore specifico. Pertanto la concentrazione di tracciante da utilizzare va valutata alla luce del pericolo di insorgenza di correnti di densità (FERRARI *et alii*, 2004; LOPEZ *et alii*, 2009).

9.3.1.3. - Traccianti artificiali radioattivi

Esistono due famiglie di traccianti artificiali radioattivi: i Radioisotopi emettitori β (^{32}P , ^{35}S , ^{14}C , T) e i Radioisotopi emettitori γ (^{82}Br , ^{131}I , ^{51}Cr).

Oltre alle valutazioni già previste per gli altri traccianti, i traccianti radioattivi devono possedere un periodo di dimezzamento strettamente compatibile con la durata della misura ed una alta attività specifica, in modo che il peso specifico sia prossimo a quello dell'acqua, al fine di evitare correnti di densità (COTECCHIA, 1977).

I traccianti β emettitori in genere non sono rilevabili in sito, bensì richiedono il prelievo di campioni in sito da sottoporre a misure in laboratorio.

Fra i Radioisotopi emettitori β , lo zolfo-35 (periodo di dimezzamento dell'ordine dei giorni) è indicato per esperimenti di una certa durata e offre un buon comportamento nel terreno. Il tritio sarebbe da considerarsi un tracciante ideale, essendo contenuto nella molecola dell'acqua, ma il suo impiego deve essere limitato poiché preclude successivamente la possibilità di procedere alla datazione delle acque sulla scorta dei loro contenuti naturali in tritio; del pari è sconsigliabile l'impiego del carbonio-14.

In studi idrogeologici in acquiferi costieri i traccianti emettitori, quali il bromo-82 e lo iodio-131, appaiono aver fornito una buona risposta in quanto i medesimi elementi stabili presenti naturalmente nelle acque fungono da trascinatori. La scelta fra i due traccianti è funzione della durata delle misure, essendo il loro periodo di dimezzamento rispettivamente di 1,5 e di 8 giorni. Vantaggi equivalenti presenta il sodio-24, per quanto il suo impiego è stato molto limitato dal pericolo connesso all'alta energia delle sue radiazioni gamma. In alcuni particolari esperimenti di media durata, il cromo-51, complessato con acido etilendiamino-tetracetico (EDTA), dà risultati soddisfacenti; il suo periodo di dimezzamento è di 27,8 giorni e non viene praticamente fissato dai terreni argillosi (TAZIOLI, 1973).

Fra i traccianti γ emettitori si è inserito ultimamente il Tecnezio 99 (semiperiodo di 6,01 ore) perché di basso impatto radioattivo.

Va detto comunque che l'impiego dei traccianti radioattivi artificiali è stato molto diffuso in passato, soprattutto per la loro facilità di rilevazione, ma attualmente le normative ambientale ne hanno ridotto l'uso per la loro tossicità e pericolosità. L'uso dei traccianti stabili in idrogeologia, a confronto, presenta il vantaggio di poter essere svolto anche in pozzi destinati all'immediato sfruttamento per usi domestici ed irrigui (COTECCHIA & PIRASTRU, 1983).

9.3.1.4. - Determinazione della velocità di filtrazione in pozzo mediante l'uso di traccianti artificiali

La velocità di filtrazione può essere misurata utilizzando la tecnica della diluizione di un tracciante artificiale in pozzo singolo. Detta tecnica di misura prevede l'immissione di un tracciante lungo la colonna idrica del pozzo o lungo alcuni tratti selezionati, e la successiva misura, nello stesso pozzo, della variazione di concentrazione del tracciante nel tempo. Attraverso la misura dell'andamento della velocità di filtrazione con la profondità è possibile ottenere importanti informazioni anche sulla permeabilità e trasmissività dell'acquifero, in particolare, sulla loro variazione con la profondità. La conoscenza di questo parametro riveste, quindi, un'importanza notevole nelle ricerche idrogeologiche (BOROWCZYK *et alii*, 1965; COTECCHIA & PIRASTRU, 1969; HALEY *et alii*, 1967; HAZZAA, 1970; TAZIOLI, 1973, 1976b, 1986).

Il metodo di misura si basa sull'esistenza di una relazione tra la velocità con cui il tracciante immesso nel pozzo si diluisce e la velocità di filtrazione dell'acqua sotterranea (MOSETTI, 1961):

$$v(t) = - (V/\alpha St) \ln C/C_0 \quad (9.1)$$

dove:

$v(t)$ [m/s] è la velocità di filtrazione della falda all'istante t ;

V [m³] è il volume di acqua relativo al tratto del pozzo in cui si effettua la misura;

α [-] è un coefficiente di correzione che tiene conto della distorsione delle linee di flusso provo-

cata dal pozzo;

S [m²] è la sezione del pozzo normale alla direzione di flusso dell'acqua;

t [s] è l'intervallo di tempo durante il quale si svolge la misura;

C_0 e C [g/l] sono, rispettivamente, la concentrazione del tracciante all'inizio della misura ed al tempo t ;

L'equazione 9.1 può essere utilizzata solo nell'ipotesi di conoscere il volume V di acqua interessato dalla misura, e quindi solo quando il pozzo viene interamente marcato con il tracciante artificiale.

Nell'ipotesi di marcare a tratti il pozzo, la velocità di filtrazione può essere calcolata con la seguente formula:

$$vf = \pi r / 2\alpha \cdot 1/t \cdot \ln C_0/C_t \quad (9.2)$$

dove:

r [m] è il raggio del pozzo;

Il coefficiente di correzione α presente nelle equazioni 9.1 e 9.2 è il rapporto tra la portata d'acqua che attraversa il pozzo e quella che invece attraversa l'acquifero in una stessa sezione; tale coefficiente, calcolato per ogni singolo pozzo e per tutta la lunghezza della colonna idrica, dipende dalla geometria del perforo, dalle caratteristiche delle tubazioni di rivestimento utilizzate, dai diametri del pozzo e del tubo filtro e dallo spessore dell'eventuale dreno di ghiaia attorno al tubo, dalla permeabilità del tubo stesso, della ghiaia e dell'acquifero e dalle caratteristiche chimico-fisiche delle acque. Le incertezze insite nella determinazione del coefficiente di correzione α spesso determinano significativi errori nel calcolo della velocità di filtrazione. L'errore commesso può ritenersi accettabile se:

$$r_1/r_2 = 0.9 \quad (9.3)$$

$$r_2/r_3 = 0.3 \quad (9.4)$$

$$K_1 > K_2 > 10 k \quad (9.5)$$

dove:

r_1 [m] è il raggio interno del tubo sfinestrato del pozzo;

r_2 [m] è il raggio esterno del tubo sfinestrato del pozzo;

r_3 [m] è il raggio del perforo;

K_1 [m/s] è il coefficiente di permeabilità del tubo sfinestrato;

K_2 [m/s] è il coefficiente di permeabilità del dreno

di ghiaia;
 k [m/s] è il coefficiente di permeabilità dell'acquifero.

Sotto dette condizioni il coefficiente α risulta praticamente indipendente dalla permeabilità dell'acquifero (TAZIOLI, 1973).

La durata complessiva di una misura dipende principalmente dalla velocità di filtrazione della falda e secondariamente da altri fattori, tra cui la concentrazione iniziale del tracciante immesso nel pozzo, il diametro del pozzo e le caratteristiche della strumentazione di analisi, da cui dipende a sua volta la concentrazione minima rilevabile (DROST *et alii*, 1968).

La misura della velocità di filtrazione può essere effettuata sia direttamente sia indirettamente, a seconda che si impieghino traccianti rilevabili in sito con strumentazioni utilizzabili in pozzo, o campionamento e successive determinazioni in laboratorio. Il primo metodo, grazie anche allo sviluppo tecnologico, è il più diffuso perché permette di effettuare misure lungo l'intera colonna idrica del perforo, ripetute anche ad intervalli temporali ravvicinati. Qualora si effettuino misure a profondità notevoli e non sia possibile impiegare i comuni strumenti di rivelazione, si procede con il metodo indiretto.

L'immissione del tracciante si effettua con speciali bottiglie, con siringhe di immissione o con piccole pompe, operando su tratti di pozzo selezionati o per la sua intera lunghezza. Dopo l'immissione si effettuano i rilievi diretti e/o indiretti della concentrazione del tracciante.

I rilievi sono ripetuti ad intervalli di tempo in funzione delle condizioni idrogeologiche, presunte o accertate in corso d'opera. Le prime determinazioni possono fornire importanti informazioni circa gli intervalli temporali da adottare nelle fasi successive. In ogni caso si deve aver cura di calare la strumentazione nel pozzo alle diverse profondità con velocità tale da non alterare le differenze di concentrazione, effetto del flusso attraverso il pozzo. La durata di una misura dipende dalle velocità di filtrazione della falda e dal diametro del pozzo.

Nell'ambito delle ricerche idrogeologiche in Puglia, la misura della velocità di filtrazione in pozzo singolo con l'uso di traccianti artificiali è stata lar-

gamente applicata in acquiferi permeabili sia per fessurazione, sia per porosità. Si è notato che in un acquifero fessurato la prospezione è possibile anche per livelli idrici di decine di metri di spessore, mentre in un acquifero permeabile per porosità è necessario condurre le misure su tratti molto limitati di pozzo, isolati tra loro da "packer" pneumatici (TAZIOLI, 1973).

Esperienze passate hanno visto un ampio utilizzo del cloruro di cadmio biidrato ($\text{CdCl}_2 \cdot 2,5\text{H}_2\text{O}$), che presenta una sezione di cattura più grande rispetto agli altri sali e può essere misurato fino a concentrazioni di 0,005 g/l circa (COTECCHIA & PIRASTRU, 1969). Anche l'uso dello ioduro di potassio (KI) ha fornito buoni risultati nell'ambiente carsico pugliese (FERRARI *et alii*, 2004; LOPEZ *et alii*, 2009). Esperienze recenti sono state inoltre condotte rilevando la rodamina con un fluorimetro portatile, interfacciato ad un sistema di acquisizione e visualizzazione dei dati in tempo reale (POLEMIO & LIMONI, 2009). Fra i traccianti radioattivi, sono apparsi più idonei lo iodio-131 ed il bromo-82, per gli impieghi di cui sopra.

In figura 9.4 si riporta un esempio di determinazione delle velocità di filtrazione eseguita in una porzione dell'acquifero calcareo-dolomitico del Salento, a ridosso del passaggio dall'acqua di falda all'acqua di mare di invasione continentale. In essa è ben visibile l'effetto della diversa velocità di filtrazione delle acque, alle varie profondità, sulla diluizione del tracciante; in questo caso anche l'acqua di mare di intrusione risulta essere dotata di una certa mobilità, mentre in corrispondenza dell'interfaccia la velocità di filtrazione è quasi nulla. Sono indicate, altresì, le rette rappresentative dell'andamento della diluizione nel tempo a date profondità, con indicazione della velocità di filtrazione calcolata.

La figura 9.5 mostra invece come le misure della velocità di filtrazione, condotte lungo la colonna idrica di un pozzo perforato nelle vicinanze della costa, sempre nell'acquifero calcareo-dolomitico, evidenziano la maggiore mobilità della falda in corrispondenza di un livello interessato da fratture allargate dalla dissoluzione carsica. In tal caso le acque della zona di diffusione e quelle marine di invasione continentale sono risultate praticamente immobili.

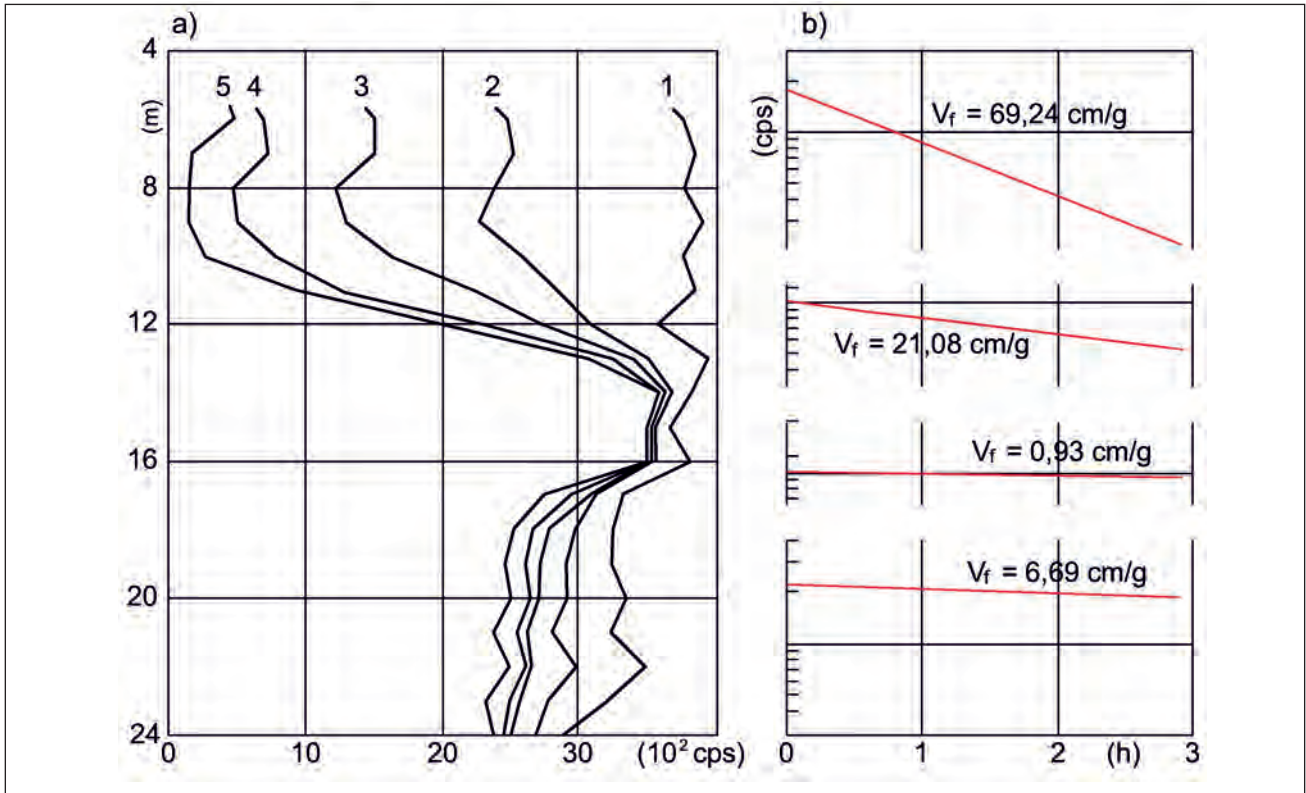


Fig. 9.4 - Velocità di filtrazione misurate in un pozzo interessante sia acqua di falda (5÷15 m) che acqua marina di invasione continentale (15÷24 m) nell'acquifero calcareo - dolomitico della penisola salentina: a) variazione, con la profondità e nel tempo, dell'attività del tracciante; le spezzate indicano i valori di attività misurati a partire dalla immissione, corrispondenti ai tempi di: 1) 0,03, 2) 0,57, 3) 1,20, 4) 1,82 e 5) 2,62 ore; b) valori della velocità di diluizione del tracciante alle diverse profondità; le pendenze delle rette sono proporzionali alla velocità di filtrazione dell'acqua (da TAZIOLI, 1973).

- Flow velocity measured in a well penetrating both groundwater (5÷15 m) and intruded sea water (15÷24 m) in the limestone-dolomite aquifer of the Salento peninsula: a) time and depth changes in the tracer activity; broken lines show the activity values measured from the time of injection, corresponding to 1) 0.03, 2) 0.57, 3) 1.20, 4) 1.82 and 5) 2.62 hours; b) values of tracer dilution velocity at different depths; slopes of lines are proportional to groundwater flow velocity (from TAZIOLI, 1973).

9.3.1.5. - Rilievo delle correnti verticali

La verifica della presenza di correnti verticali si effettua marcando in modo puntuale la colonna idrica a diverse profondità e rilevando la concentrazione del tracciante nel tempo per individuare un eventuale spostamento verticale e la corrispondente velocità. A tal fine si può utilizzare il metodo del doppio picco, per cui si registra il movimento della nuvola tracciante con rivelatori disposti in punti fissi lungo la verticale del pozzo, o il metodo del conteggio totale, per cui si registra nel tempo l'attività della nuvola che passa davanti ad un dato rivelatore.

Il metodo del "doppio picco" permette di effettuare con discreta precisione misure di velocità verticale tra punte contigue.

Il metodo del "conteggio totale" offre la possi-

bilità di rilevare anche componenti orizzontali del flusso fra due punti di misura disposti lungo il pozzo; ad esempio, nel caso in cui vi sia afflusso ed efflusso di uguale quantità d'acqua, la portata lungo il foro resta invariata con conseguente diminuzione del conteggio totale, dovuto all'avvenuta diluizione del tracciante. Detto metodo può quindi essere utilizzato anche per integrare le informazioni ottenute dal metodo del doppio picco.

È da osservare che la misura delle correnti verticali di debole entità può richiedere molto tempo. In tal caso la precisione dei dati ottenuti con entrambi i metodi viene influenzata dalla diffusione del tracciante durante lo spostamento lungo la verticale del pozzo. Tale inconveniente si supera aumentando la velocità della corrente verticale, tramite una diminuzione della sezione del pozzo.

La determinazione della presenza o meno di



Fig. 9.5 - Valori della velocità di filtrazione (in assenza di correnti verticali) e del contenuto salino in un pozzo perforato nell'acquifero calcareo - dolomitico della penisola salentina a circa 5 km dal mare (da COTECCHIA, 1975).

– Values of groundwater flow velocity (in the absence of vertical currents) and salt content in a well drilled in the limestone-dolomite aquifer of the Salento peninsula, about 5 km from the sea (from COTECCHIA, 1975).

correnti verticali in un pozzo, è da ritenersi indispensabile negli acquiferi carsici e fratturati regionali ove si voglia adottare il pozzo per accertamenti idrogeologici. Le numerose indagini eseguite nella Penisola Salentina, infatti, hanno evidenziato la presenza di correnti verticali in numerosi pozzi. In figura 9.6 sono diagrammate le determinazioni di portata verticale eseguite in alcuni pozzi, attestatesi in acquiferi miocenici e cretacei del Salento. Il pozzo C1 attraversa inizialmente depositi del Cenozoico, interessati da una circolazione idrica superficiale, per poi attestarsi nei calcari del Cretacico. L'individuazione di una corrente verti-

cale discendente in detto pozzo indica che il carico piezometrico della falda idrica superficiale è maggiore di quello della falda profonda. Il pozzo E2 rileva invece l'esatto contrario. Il pozzo C5, infine, evidenzia l'esistenza nelle porzioni centrali di una via di preferenziale deflusso orizzontale, in cui convergono delle correnti verticali discendenti provenienti dalla parte alta del pozzo, che attraversa una falda superficiale, e delle correnti verticali ascendenti provenienti dalla falda profonda (TAZIOLI, 1977).

9.3.1.6. - Misura della direzione del deflusso sotterraneo mediante traccianti artificiali radioattivi

La metodologia, presentata da MAIRHOFER (1963) e successivamente perfezionata da altri autori (BOROWCZYK *et alii*, 1965; DROST *et alii*, 1968; HAZZAA, 1970) prevede l'immissione in un pozzo singolo, alla quota di ispezione, di una certa quantità di tracciante radioattivo emettitore γ e l'attesa che l'acqua, così marcata, fuoriesca dal perforo in un tempo che dipenderà dalla velocità di filtrazione e dal diametro del pozzo. Per mezzo di un dispositivo a scintillazione collimato, introdotto alla profondità di indagine, si può rilevare la direzione della massima attività gamma registrata (fig. 9.7). Tale dispositivo può venire ruotato dalla superficie con una batteria di aste rigide, oppure attraverso dispositivi di telecomando (TAZIOLI, 1973).

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 forniscono risultati soddisfacenti (fig. 9.8).

In alternativa al dispositivo descritto, può essere impiegata un'apparecchiatura costituita da una corona circolare di tubi finestrati 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 la fluoresceina (fig. 9.7). L'immissione del tracciante viene effettuata, in questo caso, per mezzo di una siringa a comando elettromagnetico entro un tubicino fit-

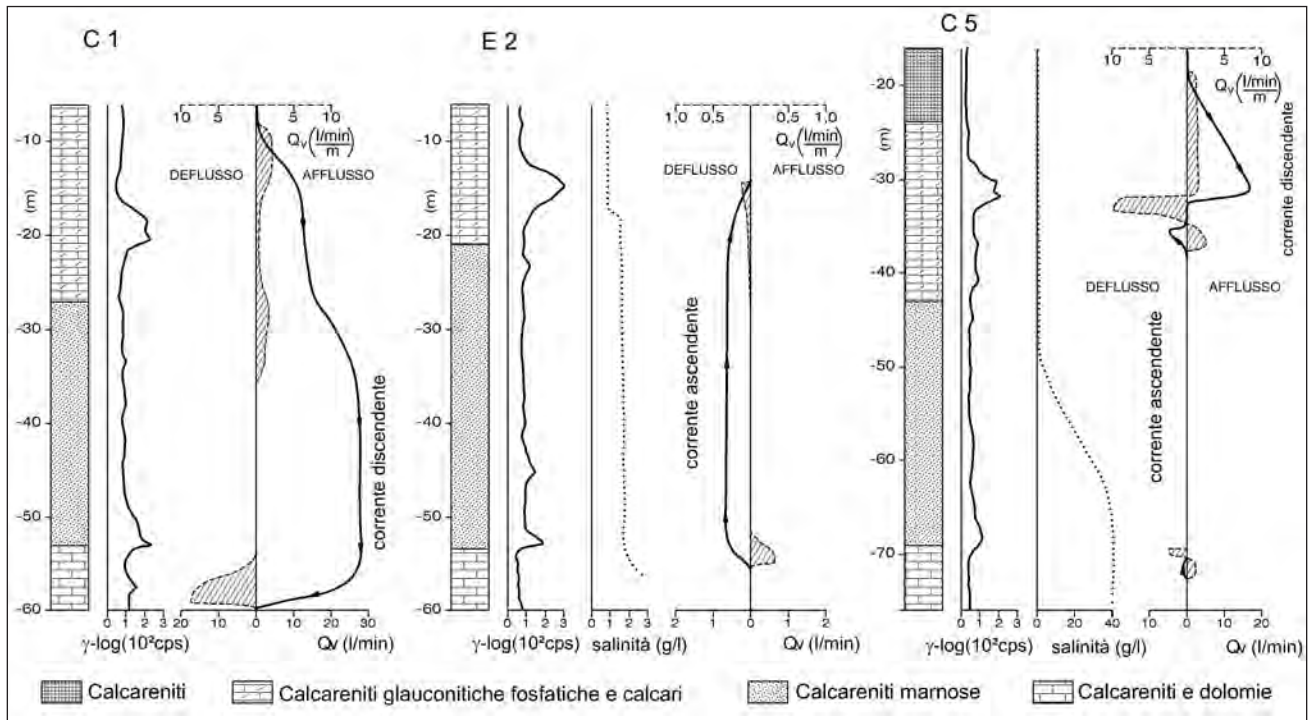


Fig. 9.6 - Andamento delle correnti verticali, della radioattività naturale delle rocce (γ -log) e della salinità (g/l) misurate in pozzi della Penisola Salentina attestanti in acquiferi plio-pleistocenici miocenici e cretacei (da TAZIOLI, 1977).

- Pattern of vertical currents, natural radioactivity of the rocks (γ -log) and salinity (g/l) measured in wells of the Salento Peninsula penetrating the Cretaceous, Miocene and plio-pleistocene aquifers (from TAZIOLI, 1977).

tamente perforato e rivestito di una tela di nylon a maglie fini, che rallenta l'immissione del tracciante. Dopo un tempo 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 γ . La direzione e il verso del deflusso della falda è derivato dall'identificazione dei tubi di attività maggiore.

Altro metodo di misura della velocità di deflusso sotterraneo e l'identificazione della direzione e verso di deflusso della falda, è il *Multi Well Method*. Tale metodo utilizza un pozzo di misurazione ed una serie di pozzi di controllo nell'intorno del primo pozzo, a distanze variabili. Si inietta il tracciante nel pozzo d'immissione (γ emettitore). Nei pozzi di controllo si sistemano rivelatori di ioduro di sodio collegati ad un rivelatore-registratore, il che permette di valutare, per ogni pozzo, la quantità di tracciante ivi giunto ed il tempo di arrivo, con la conseguente desunzione delle portate di flusso nelle diverse direzioni. La misura della di-

rezione dei deflussi sotterranei è necessaria soprattutto in acquiferi sede di più livelli idrici di diverso carico piezometrico, che possono essere controllati da diversi gradienti del carico piezometrico nello spazio.

9.3.2. - Traccianti isotopici ambientali

Nelle acque sotterranee sono presenti in soluzione alcune sostanze che possono essere utilizzate come traccianti naturali, perché la loro concentrazione è funzione delle caratteristiche dell'acqua di infiltrazione; tali sostanze rappresentano dei traccianti isotopici ambientali. La rilevazione delle loro concentrazioni e delle loro variazioni nel tempo e nello spazio consente di determinare l'età e i tempi di residenza delle acque sotterranee negli acquiferi, nonché di formulare ipotesi sul bacino di alimentazione e sulla direzione e velocità del flusso su grande scala.

Isotopi ambientali stabili, quali ^{16}O , ^{18}O , H, ^2H o D, ^{34}S , ecc. e radioattivi, quali ^3H o T, ^{13}C , ^{14}C , Rn 222 , ecc., sono parte integrante del sistema ac-

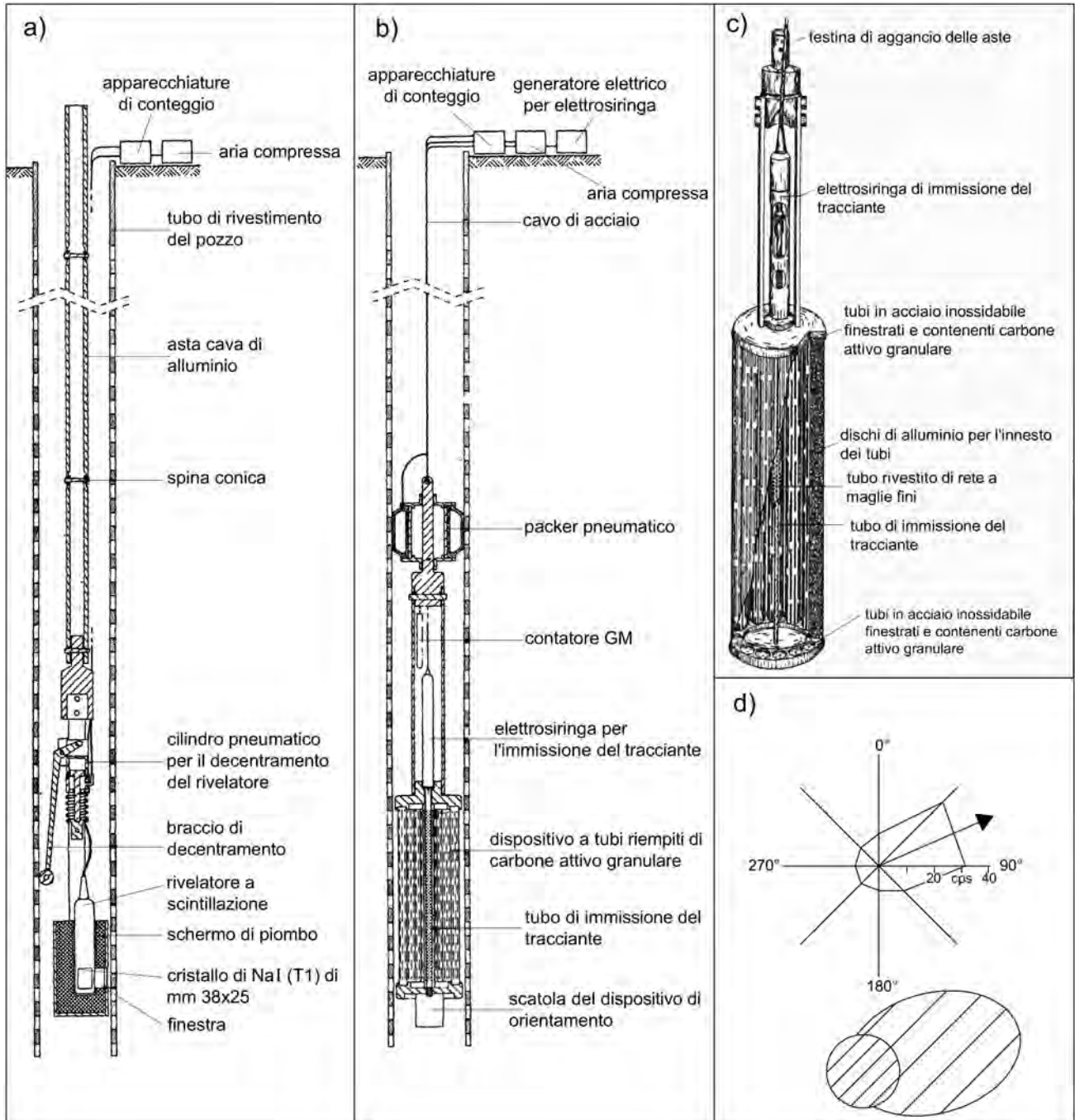


Fig. 9.7 - Schemi indicanti la disposizione delle apparecchiature per la verifica della direzione dei deflussi sotterranei: a) misuratore di direzione a rivelatore collimato; b) misuratore di direzione a tubi riempiti di carbone attivo granulare; c) dettaglio del dispositivo a tubi riempiti di carbone attivo granulare; d) nuvola tracciante e diagramma polare indicante i valori dell'attività gamma registrata nelle varie direzioni, con indicazione della direzione della velocità di filtrazione della falda (da TAZIOLI, 1973).

– Sketches of distribution of measuring devices for groundwater flow direction: a) collimated detector; b) detector with pipes filled with granular activated carbon; c) detail of pipes filled with granular activated carbon; d) tracer cloud and polar diagram showing the values of gamma activity recorded in the different directions, with indication of the direction of groundwater flow velocity (from TAZIOLI, 1973).

quifero, per cui non devono essere introdotti artificialmente e sono sempre strettamente legati alla storia delle acque sotterranee. Si ricorda che gli isotopi di un elemento sono quei nuclidi aventi un

uguale numero atomico Z (numero di protoni) e differente numero di massa A (numero di protoni + numero di neutroni). Essi si differenziano quindi solo per il numero di neutroni presenti nel nucleo.

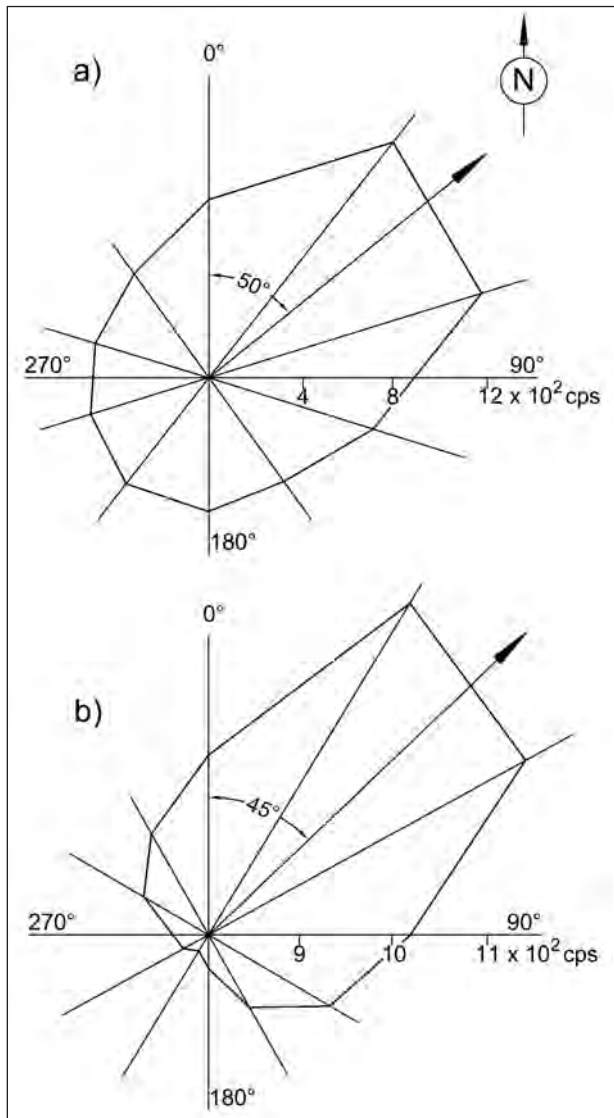


Fig. 9.8 - Diagrammi della direzione dei deflussi sotterranei, ottenuti in un pozzo a 3 m a) e a 75 m b) di profondità. Il diagramma a) è stato ottenuto impiegando iodio-131 e un dispositivo formato da tubicini riempiti di carbone attivo granulare; il diagramma b) è stato ottenuto con bromo-82, misurato con rivelatore collimato, 12 ore dopo l'immissione (mod., da TAZIOLI, 1973).

– Charts of groundwater flow direction in wells at 3 m (a) and 75 m (b) depth. Chart a) was obtained by using iodine-131 and a detector consisting of small pipes filled with granular activated carbon; diagram b) was obtained by using bromine-82, measured by a collimated detector, 12 hours after injection (modified from TAZIOLI, 1973).

Ciò comporta che le proprietà chimiche, dipendenti esclusivamente dalla configurazione elettronica, equivalente a quelle dell'elemento base, sono le stesse per tutti gli isotopi dell'elemento, mentre le proprietà fisiche, che dipendono dalla massa, variano al variare dell'isotopo.

Il rilievo dei traccianti isotopici ambientali può essere di riferimento nello studio delle acque sot-

terranee solo a valle di una profonda conoscenza dei principi che governano la loro distribuzione nell'idrosfera e la loro evoluzione con i processi meteorologici, idrodinamici, idrochimici ed idrogeologici. Inoltre il rilievo del contenuto di tali isotopi nel sottosuolo è molto complesso e richiede l'uso di apparecchiature costose e metodologie sofisticate, il che spiega la ridotta diffusione delle metodologie isotopiche in idrogeologia, rispetto ad altre più tradizionali e di più facile impiego. (COTECCHIA, 1977; BARELLA & PIRASTRU, 1994; COTECCHIA & PIRASTRU, 1966a; COTECCHIA & PANTANETTI, 1966; FIDELIBUS & TULIPANO, 1985; 1986).

9.3.2.1. - Gli isotopi stabili dell'Ossigeno e dell'Idrogeno

Negli studi della circolazione delle acque sotterranee i principali isotopi ambientali stabili utilizzati sono quelli degli elementi che costituiscono la molecola dell'acqua: l'idrogeno e l'Ossigeno, in particolare, ^{16}O (rapporto o percentuale di abbondanza isotopica pari a 99.63%), ^{17}O (0.0375%), ^{18}O (0.19995%) e ^1H (99.9852) indicato con H, e ^2H detto Deuterio e indicato con D (0.0148%).

Le acque meteoriche, che alimentano gli acquiferi, acquisiscono una composizione isotopica che dipende essenzialmente dalla formazione del vapore e dalla sua successiva condensazione, variando quindi da luogo a luogo a causa delle differenze climatiche che condizionano la composizione isotopica delle piogge (AA.V.V., 1981; CRAIG, 1961a, 1961b; CRAIG & GORDON, 1965; DANSGAARD, 1954, 1964; EHHALT *et alii*, 1963).

In particolare, la presenza di molecole contenenti ^{16}O e ^{18}O ha enorme importanza nella marcatura naturale delle acque. Infatti, a causa della differente pressione di vapore tra $^1\text{H}_2^{18}\text{O}$ e $^1\text{H}_2^{16}\text{O}$, la prima pioggia è in genere ricca in molecole pesanti, che nella successiva evaporazione restano principalmente allo stato liquido, mentre quelle leggere passano più facilmente allo stato di vapore. Quindi, per evaporazioni successive si ha un progressivo impoverimento in frazione pesante dell'acqua di pioggia. Di conseguenza le prime piogge, generalmente provenienti dall'oceano, sono più ric-

che di frazione pesante e le successive piogge continentali sono più ricche in frazione leggera. Corrispondentemente, le acque superficiali e sotterranee sono a composizione isotopica differente a seconda delle regioni ed in funzione della distanza dall'oceano, della circolazione atmosferica e della presenza di catene montuose.

Essendo stato fissato convenzionalmente il contenuto dei diversi isotopi di una pioggia standard oceanica (SMOW = *Standard Mean Oceanic Water*), il rapporto R tra il contenuto in diversi isotopi di una qualunque acqua o vapore (o ghiaccio) può così essere confrontato con il rapporto corrispondente dello standard oceanico. Se R_0 indica il rapporto relativo allo standard oceanico (per l'idrogeno $R=D/H$ $0,16 \times 10^{-3}$ e per l'Ossigeno $R=^{18}O/^{16}O$ $2,0 \times 10^{-3}$) si può introdurre il valore δ espresso in ‰ e pari a $[(R/R_0) - 1] \times 1000$, per caratterizzare i contenuti delle diverse acque rispetto alle oceaniche. Esiste, quindi, un δ dell'idrogeno, che abitualmente si indica con δD , e un δ per l'ossigeno, che si indica con $\delta^{18}O$.

In generale, nelle piogge si osserva una relazione molto stretta fra l'abbondanza degli isotopi dell'ossigeno e dell'idrogeno; tale relazione, definita come *Global Meteoric Water Line* (GMWL), individua sul diagramma tra deuterio e Ossigeno-18 (fig. 9.9) una linea retta caratteristica delle acque

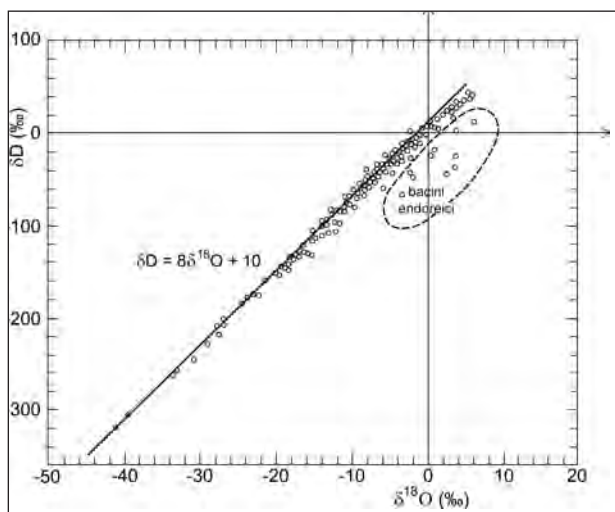


Fig. 9.9 - "Global Meteoric Water Line" (GMWL): relazione tra deuterio e ossigeno-18 delle acque meteoriche globali (mod., da CRAIG, 1961b).

- "Global Meteoric Water Line" (GMWL): relationship between deuterium and oxygen-18 for global meteoric water (modified from CRAIG, 1961b).

meteoriche, con pendenza 8 ed intercetta sull'asse delle ordinate pari a 10 (definito eccesso di deuterio). I valori più elevati dei δD si riscontrano nelle regioni equatoriali (R è prossimo a R_0 , cioè non vi è frazionamento); viceversa i valori più bassi si hanno nelle zone polari.

Si discostano dalla GMWL (*Global Meteoric Water Line*), i punti relativi a bacini sottoposti a forti evaporazioni; come ancor maggiore è lo scostamento per le acque fossili. Infatti, la GMWL, sviluppata come media mondiale dei dati di precipitazione atmosferica provenienti dalla rete mondiale IAEA/WMO (2001), non è applicabile alle precipitazioni dell'area del Mar Mediterraneo (GAT & CARMI, 1970), dove la relazione fra $\delta^{18}O$ e δD è una retta di pendenza e intercetta diversa, che prende il nome di *Local Meteoric Water Line* (LMWL).

Pendenze inferiori ad 8 possono essere legate anche alla quota di formazione delle nubi; infatti, quando queste si formano ad una quota superiore ai 400÷600 m, si verificano fenomeni di evaporazione delle gocce di pioggia durante la precipitazione, con conseguente diminuzione della pendenza nel diagramma $\delta D - \delta^{18}O$. La formazione di tali nubi è comune nelle particolari condizioni orografiche della penisola italiana, che favoriscono rapidi processi di condensazione quando le masse di vapore, provenienti dal mare, incontrano le catene montuose prospicienti.

Nella determinazione del contenuto isotopico delle acque sotterranee si ammette che il tenore medio in isotopi pesanti stabili delle precipitazioni si conservi inalterato in falda. Tale contenuto dipende dall'altezza sul livello del mare del bacino di alimentazione e da eventuali fenomeni di miscelamento delle acque di falda con acque provenienti da altri acquiferi.

Il frazionamento isotopico è condizionato notevolmente dalla temperatura; per elevate temperature (mari equatoriali) si ha evaporazione di vapore meno frazionato del vapore dei mari polari; per questo anche le correnti aeree provenienti da differenti regioni oceaniche hanno vapore di composizione isotopica differente. A temperature medie, il vapore d'acqua è impoverito di circa l'80‰ in Deuterio (D) e di circa l'8‰ in ^{18}O

(DANSGAARD, 1964). Pertanto, poiché il frazionamento isotopico è tanto maggiore quanto più bassa è la temperatura, è evidente che i tenori in δD e $\delta^{18}O$ delle precipitazioni dipendono oltre che dalla loro distanza dagli oceani, anche dalla latitudine, dalla stagione e dall'altitudine. Le principali conseguenze della dipendenza della composizione isotopica delle precipitazioni dalla temperatura di condensazione sono:

- Variazione stagionale del contenuto isotopico. Le precipitazioni invernali hanno un contenuto più basso di isotopi pesanti rispetto alle precipitazioni estive, poiché derivano da un vapore condensato a temperature più basse.

- Effetto altitudine. Se una massa d'aria satura di vapor d'acqua in movimento sulla terraferma incontra un rilievo montuoso, si innalza per scavalcare il rilievo e tende ad espandersi al ridursi della pressione. L'espansione è accompagnata da raffreddamento e da condensazione di vapor d'acqua, per cui le piogge originatesi ai piedi del rilievo sono isotopicamente più pesanti delle piogge che cadono a quote maggiori (gradiente isotopico verticale).

- Effetto continentalità. Quando una massa di vapore si inoltra dall'oceano sul continente, lungo il percorso si impoverisce progressivamente in isotopi pesanti a causa delle successive condensazioni parziali. Quindi, le precipitazioni sulle zone interne di un continente sono isotopicamente più leggere rispetto a quelle che si verificano nelle zone litorali o sub-litorali.

- Effetto latitudine. La composizione isotopica delle precipitazioni ha contenuti minimi di isotopi pesanti nelle aree polari e contenuti massimi nelle aree tropicali.

9.3.2.2. - Gli isotopi ambientali radioattivi utilizzati negli studi idrogeologici

In natura si possono incontrare isotopi ambientali radioattivi (3H o T, ^{13}C , ^{14}C , ^{222}Rn , ecc.). Tali isotopi sono nuclidi che si disintegrano spontaneamente per decadimento radioattivo, per formare altri isotopi, emettendo radiazioni di tipo α (positive), β (negative) o γ (neutre), al fine di raggiungere una configurazione nucleare più stabile.

Il *Tritio* (3H o T) è un isotopo radioattivo del-

l'idrogeno di massa tre, con tempo di dimezzamento pari a 12,35 anni. Si forma nell'alta atmosfera per azione della radiazione cosmica sull'azoto (nonché sull'ossigeno e sull'argo) e si combina generalmente come $^1H^3HO$, o $^3H^1H$, o $C^1H_3^3H$ (metano). La quantità di tritio nell'atmosfera è pressoché costante, in quanto quello prodotto e quello che decade sono naturalmente in equilibrio. Nel periodo di sperimentazione delle armi termonucleari nella stratosfera (1952-1963) la quantità di radionuclidi di tritio è aumentata di quasi 3 ordini di grandezza, fino alla moratoria di tali esperimenti. In seguito il loro contenuto nelle precipitazioni è tornato ai livelli antecedenti agli anni '50, vale a dire 5-10 TU (*Tritium Unit*), contro le 3000-5000 del 1963. Gli atomi di tritio vengono ossidati con formazione di molecole d'acqua tritiata, presente nelle precipitazioni atmosferiche: si trovano quindi negli acquiferi in concentrazioni direttamente proporzionali a quelle delle piogge che li hanno alimentati ed inversamente proporzionali al tempo trascorso dal momento della loro infiltrazione nel terreno.

Il tritio è presente nelle acque a ricarica recente, di età inferiore ai 50 anni, nelle quali valori di TU inferiori a 0,8 testimoniano una ricarica anteriore al 1952, valori compresi fra 0,8 e 5 TU indicano un'acqua con età compresa tra 10 e 50 anni, valori fra 5 e 15 TU segnalano ricariche avvenute tra 1 e 10 anni prima; infine, valori maggiori di 15 TU indicano possibili casi di inquinamento. La principale applicazione in campo idrogeologico, dunque, è legata alla datazione delle acque sotterranee. Queste, infatti, nel corso del loro movimento, perdono tritio in accordo con il suo periodo di decadimento e/o dimezzamento (12,35 anni). Bisogna comunque precisare che oggi si incontrano alcune complicazioni nella interpretazione dei contenuti di tritio, legate alla interruzione dei test nucleari in atmosfera a partire dagli anni settanta, poiché un'acqua molto giovane può avere contenuti in tritio assai più bassi di acque più antiche, che però avevano contenuto iniziale sensibilmente più alto.

Il *Carbonio-14* (^{14}C) è un isotopo prodotto nell'alta atmosfera dall'interazione dei raggi cosmici con azoto e successivamente ossidato ad anidride carbonica. Esso può quindi entrare nel sistema sotterraneo attraverso le precipitazioni, anche se la

componente dominante nelle acque sotterranee è di origine biogenica poichè si origina dagli elementi organici presenti nel profilo del suolo. Il carbonio-14, con un tempo di dimezzamento di 5.730 anni, permette la datazione delle acque sino a circa 30.000 anni di età. Viene espresso in differenza per mille ($\delta\text{‰}$) rispetto ad uno standard (NBS, *National Bureau of Standards*). Sono facilmente deducibili due intervalli di età: la carbonio positiva, che può essere assegnata ad ogni acqua sotterranea che contenga ^{14}C misurabile (2pcm, per cento di carbonio moderno, o più) e che identifica l'acqua come più giovane di 30.000 anni, e la carbonio negativa, assegnabile ad acque che non presentano quantità misurabili di ^{14}C , e hanno quindi età superiori ai 30.000 anni. Questo dato può essere significativo perché acque con età superiore ai 30.000 anni possono essere considerate intrappolate o idrogeologicamente inattive.

Infine, le acque sotterranee che presentano alte concentrazioni di ^{14}C , denotano elevate velocità di circolazione.

Il Radon è un gas radioattivo incolore, estremamente volatile, prodotto dal decadimento di tre nuclidi capostipiti che danno luogo a tre diverse famiglie di isotopi radioattivi: il Thorio 232, l'Uranio 235 e l'Uranio 238. Il nuclide più abbondante in natura è l'Uranio 238, responsabile della produzione dell'isotopo Radon 222. Il Thorio 232 e l'Uranio 235 producono, invece, rispettivamente, il Radon 220 e il Radon 219. Il ^{222}Rn è un gas nobile, emettitore α , con tempo di decadimento di circa 3,82 giorni, che non reagisce con altri elementi chimici, è il più pesante dei gas conosciuti (densità 9,72g/l a 0°C, 8 volte più denso dell'aria) e si diffonde dal suolo nell'aria e nell'acqua, dove può disciogliersi. Le fonti principali di radon risultano essere i terreni e le rocce. Se questi sono permeati da acqua, il radon emesso dalla porzione solida può disciogliersi naturalmente e può essere veicolato negli acquiferi sotterranei anche a grandi distanze dal luogo di formazione. Il suo rilievo può dunque fornire preziose indicazioni sui meccanismi che condizionano la circolazione idrica sotterranea in acquiferi carbonatici fessurati e carsici, quale quello pugliese in particolare.

9.3.2.3. - Applicazioni isotopiche nello studio degli acquiferi pugliesi

Numerose sono le valutazioni circa i caratteri idrogeologici del territorio pugliese condotte con l'ausilio degli isotopi ambientali sopra descritti (COTECCHIA, 1977; COTECCHIA & PIRASTRU, 1969; COTECCHIA *et alii*, 1974b; COTECCHIA & TONGIORGI, 1963; MAGRI & TAZIOLI, 1968; TADOLINI & SPIZZICO, 1996; TAZIOLI, 1976a; 1976b).

Le acque sotterranee contenute negli acquiferi regionali hanno una connotazione isotopica che riflette quella delle precipitazioni. In particolare, come in tutte le regioni con clima mediterraneo di tipo semiarido, l'infiltrazione efficace avviene prevalentemente durante la stagione fredda (da ottobre a marzo), durante la quale la composizione isotopica delle precipitazioni mostra i valori di δD e $\delta^{18}\text{O}$ più bassi dell'intero anno idrologico (fig. 9.10). Per questo motivo, le acque sotterranee hanno una composizione isotopica più bassa rispetto alla media ponderata delle precipitazioni e sono caratterizzate da variazioni annue molto contenute. In alcune situazioni idrogeologiche è stato possibile individuare una stratificazione stagionale delle acque di alimentazione. In figura 9.11, ad esempio, si mostra come nei livelli idrici più superficiali, per effetto del marcamento stagionale, si rilevi una variazione del contenuto in ossigeno-18 rispetto alle acque più profonde, dove la composizione isotopica diventa omogenea.

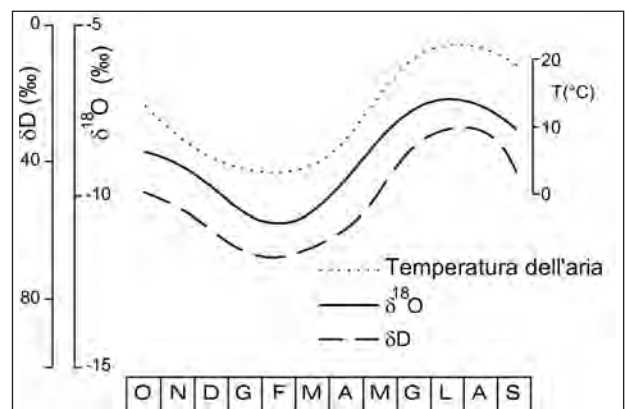


Fig. 9.10 - Effetto stagionale sui valori di $\delta^{18}\text{O}$ e δD nelle acque di pioggia campionate in una stazione ubicata a 1000 m di quota (da COTECCHIA & TONGIORGI, 1963).

- Seasonal effect on the values of $\delta^{18}\text{O}$ and δD in the sampled meteoric waters at a rain gauge located at altitude of 1000 m a.s.l. (from COTECCHIA & TONGIORGI, 1963).

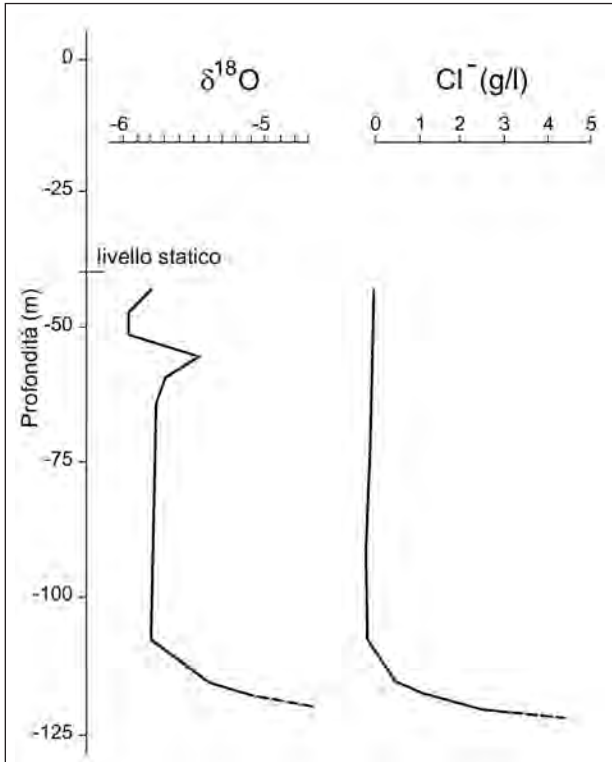


Fig. 9.11 - Andamento dei valori di $\delta^{18}\text{O}$ e di Cl^- con la profondità lungo la colonna idrica di un pozzo perforato nel territorio di Copertino (Lecce) (mod., da COTECCHIA & TONGIORGI, 1963).

- Trend in the values of $\delta^{18}\text{O}$ and Cl^- with depth along the water column of a well drilled at Copertino (Lecce) (modified, from COTECCHIA & TONGIORGI, 1963).

Gli isotopi stabili ossigeno-18 e deuterio, una volta introdottisi nel ciclo sotterraneo, vi permangono sino all'efflusso, ed il loro rapporto di presenza rispetto ai corrispondenti isotopi più leggeri ed abbondanti, ossia ossigeno-16 e idrogeno, si modifica a seguito di pochi fenomeni, quali l'evaporazione e la contaminazione marina.

Le relazioni esistenti tra deuterio e l'ossigeno-18 delle acque sotterranee degli acquiferi regionali, in funzione del diverso grado di salinità (da dolci a salmastre) sono ben evidenziate in figura 9.12.

Per la Murgia ed il Salento le acque sotterranee vengono alimentate da precipitazioni locali (a quote di poco superiori a quella del mare) e solo per la Murgia intervengono anche precipitazioni provenienti da rilievi più interni. La pendenza della retta indica condizioni di forte evaporazione prima dell'infiltrazione. Per il Gargano si evidenzia un'alimentazione prevalentemente di alta quota, con condizioni di rapida infiltrazione.

Quando si sia depurato il dato da eventuali in-

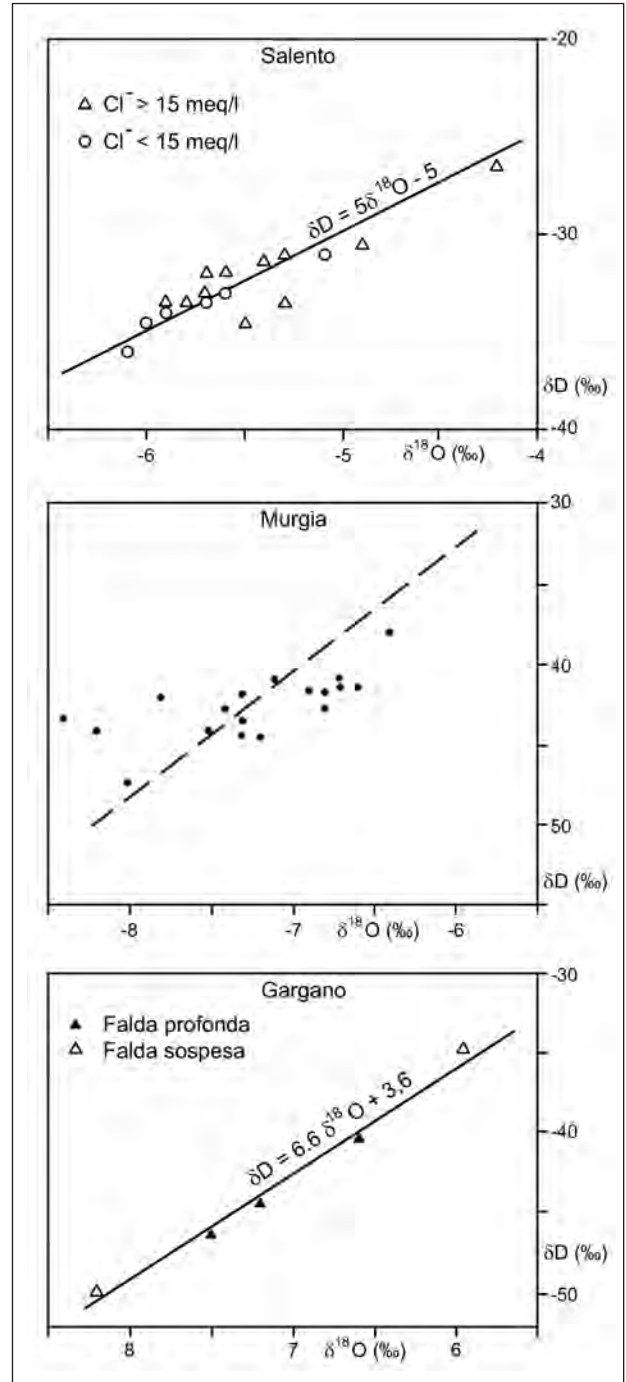


Fig. 9.12 - Relazione esistente tra i valori di $\delta^{18}\text{O}$ e δD delle acque sotterranee dolci e salmastre della Penisola Salentina (da COTECCHIA *et alii*, 1974), della Murgia (da GRASSI *et alii*, 1977) e del Gargano (da COTECCHIA, 1981).

- Relationship between the values of $\delta^{18}\text{O}$ and δD of fresh and brackish groundwater of the Salento peninsula (after COTECCHIA *et alii*, 1974), Murgia (from GRASSI *et alii*, 1977) and Gargano (from COTECCHIA, 1981).

terferenze, i valori dei rapporti isotopici D/H e $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ sono direttamente correlabili all'origine delle acque, permettendo l'identificazione delle zone di ricarica, della loro altitudine e anche del

periodo stagionale in cui la ricarica è avvenuta. In definitiva, i traccianti isotopici stabili sono traccianti conservativi dell'alimentazione, ed in presenza di altri fenomeni, diventano traccianti di processo, ma conservano l'informazione relativa ai processi di alimentazione. A tal riguardo nei paragrafi 15.7 e 18.4 sono riportate alcune applicazioni.

I processi di miscelamento tra le acque dolci di falda e l'acqua di mare intrusa nel continente, mascherano le originali caratteristiche delle acque sotterranee dolci provenienti dalle aree di alimentazione. Però, poiché la composizione isotopica dell'acqua di mare varia molto meno di quella delle acque sotterranee, i caratteri isotopici memorizzati nelle acque sotterranee possono essere distinti alla

luce di detta variabilità posta a confronto con le caratteristiche isotopiche di un'acqua assunta come "madre", e prodotto dell'omogeneizzazione delle acque di alimentazione, in acquiferi ad elevato rapporto fra immagazzinamento e tasso annuale di ricarica (TULIPANO & FIDELIBUS, 1985).

In figura 9.13 è riportata l'ubicazione di alcuni punti di campionamento di acque di pioggia, acque sotterranee, acque di sorgente e acqua di mare, mentre in figura 9.14 è diagrammata la relativa composizione isotopica. Per quanto riguarda i contenuti isotopici delle acque di precipitazione, in assenza di analisi isotopiche specifiche, si è fatto riferimento alla *Mediterranean Water Line*. I campioni esaminati mostrano che, da un punto di vista chi-

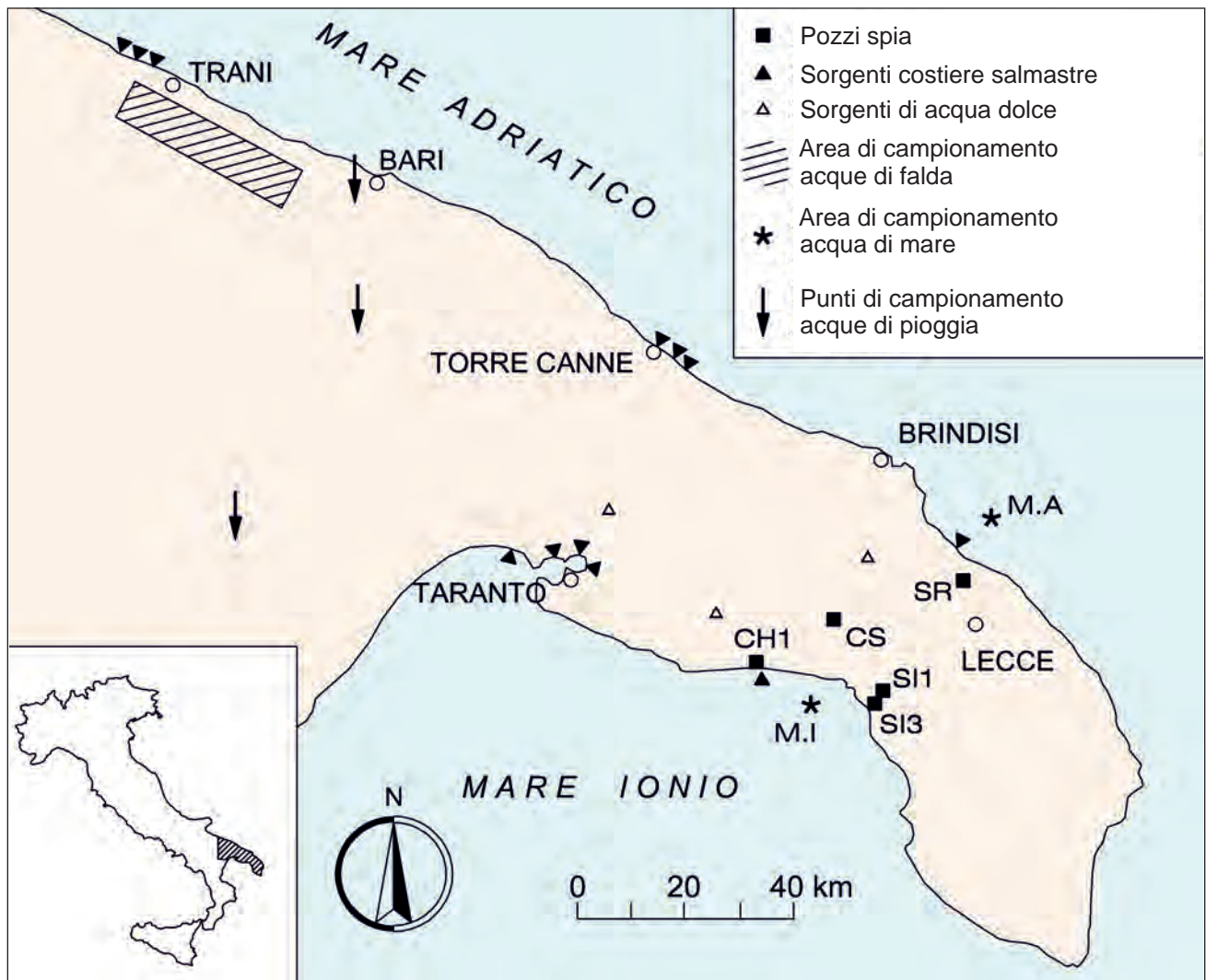


Fig. 9.13 - Ubicazione dei punti di campionamento delle acque sotterranee, in pozzi di monitoraggio, sorgenti costiere e non, e acqua di mare (da FIDELIBUS & TULIPANO, 1985).

- Location of sampling points of groundwater in monitoring wells, coastal and non-coastal springs and seawater (from FIDELIBUS & TULIPANO, 1985).

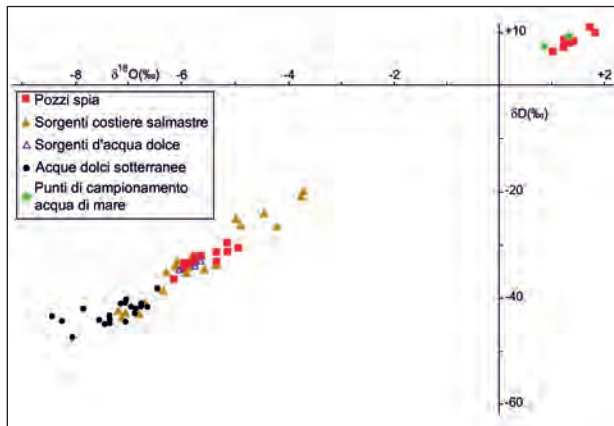


Fig. 9.14 - Composizione isotopica delle acque sotterranee e dell'acqua di mare prelevate nei punti di campionamento ubicati in figura 9.13 (da FIDELIBUS & TULIPANO, 1985).

– *Isotope composition of groundwaters and seawater taken at the sampling points shown in figure 9.13 (from FIDELIBUS & TULIPANO, 1985).*

mico, le acque sotterranee intercettate rappresentano un prodotto di miscelazione fra l'acqua sotterranea "originale" con l'acqua salata di intrusione marina. Questo miscelamento può però essere riconosciuto anche da un'analisi della composizione isotopica in ossigeno-18 e deuterio. Analizzando le variazioni del contenuto isotopico in funzione della concentrazione in Cl^- delle acque sotterranee per ogni pozzo di osservazione (figg. 9.15 e 9.16) è possibile ricavare i valori di deuterio e ossigeno-18 relativi ad un contenuto in Cl^- di 3 meq/l (corrispondenti ad una salinità compresa fra 0,3 e 0,6 g/l). Tali valori dovrebbero caratterizzare l'acqua sotterranea prima che subisca processi di miscelazione con l'acqua salata di intrusione marina. Ciò consente di diagrammare anche questi valori nel grafico (^{18}O , D) di figura 9.17; il che permette per ogni pozzo di osservazione di individuare, lungo le rette di miscelamento, gli intervalli di salinità, corrispondenti ai diversi stadi, dall'acqua di alimentazione a quello di intrusione marina. La validità di questo metodo di estrapolazione dei contenuti isotopici delle acque sotterranee "originali" è avvalorato dai contenuti di deuterio – ossigeno-18 ottenuti sperimentalmente per alcuni campioni prelevati da tre sorgenti che drenano un acquifero poco profondo (Plinio, Tre Fontane e Montalieri), dunque sicuramente non contaminate dal mare, valori che sono dello stesso ordine di grandezza di quelli ottenuti dall'applicazione del metodo.

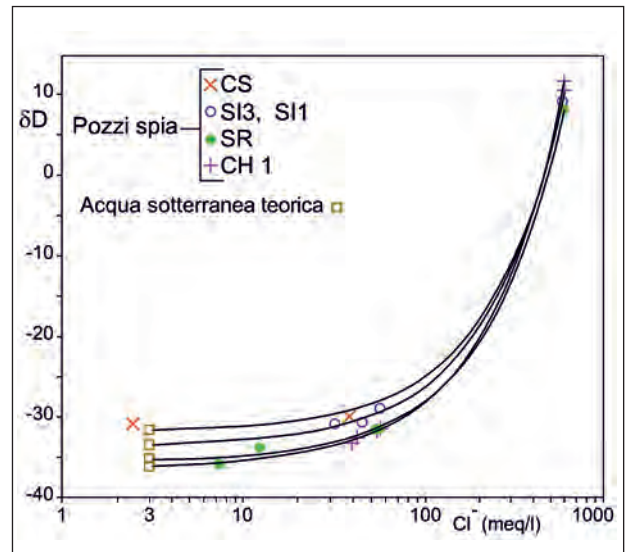


Fig. 9.15 - Relazione tra i valori di δD e i contenuti di Cl^- (meq/l) delle acque campionate nei pozzi di osservazione di figura 9.13 con determinazione delle curve di mescolamento. Da tali curve è possibile ricavare il valore di δD relativo ad un contenuto in Cl^- di 3 meq/l. Questo valore limite caratterizza l'acqua sotterranea prima che subisca processi di contaminazione e miscelamento con l'acqua salata di intrusione marina (acqua sotterranea teorica) (da TULIPANO & FIDELIBUS, 1985).

– *Relationship between the values of δD and Cl^- (meq/l) for the waters sampled in the observation wells shown in figure 9.13, and determination of the mixing curves. From these curves, the value of δD relative to a Cl^- content of 3 meq/l can be obtained. This is the threshold value of groundwater before contamination and mixing with intruded seawater (theoretical groundwater) (from TULIPANO & FIDELIBUS, 1985).*

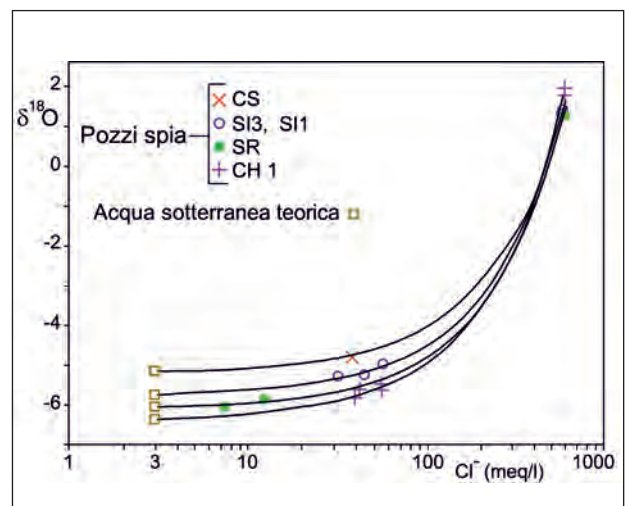


Fig. 9.16 - Relazione tra i valori di $\delta^{18}\text{O}$ e i contenuti di Cl^- (meq/l) delle acque campionate nei pozzi di osservazione di figura 9.13 con determinazione delle curve di mescolamento. Da tali curve è possibile ricavare il valore di $\delta^{18}\text{O}$ relativo ad un contenuto in Cl^- di 3 meq/l. Questo valore limite caratterizza l'acqua sotterranea prima che subisca processi di contaminazione e miscelamento con l'acqua salata di intrusione marina (acqua sotterranea teorica) (da TULIPANO & FIDELIBUS, 1985).

– *Relationship between the values of $\delta^{18}\text{O}$ and Cl^- (meq/l) for the water sampled in the observation wells shown in figure 9.13 and determination of the mixing curves. From these curves, the value of $\delta^{18}\text{O}$ relative to a Cl^- content of 3 meq/l can be obtained. This is the threshold value of groundwater before contamination and mixing with intruded seawater (theoretical groundwater) (from TULIPANO & FIDELIBUS, 1985).*

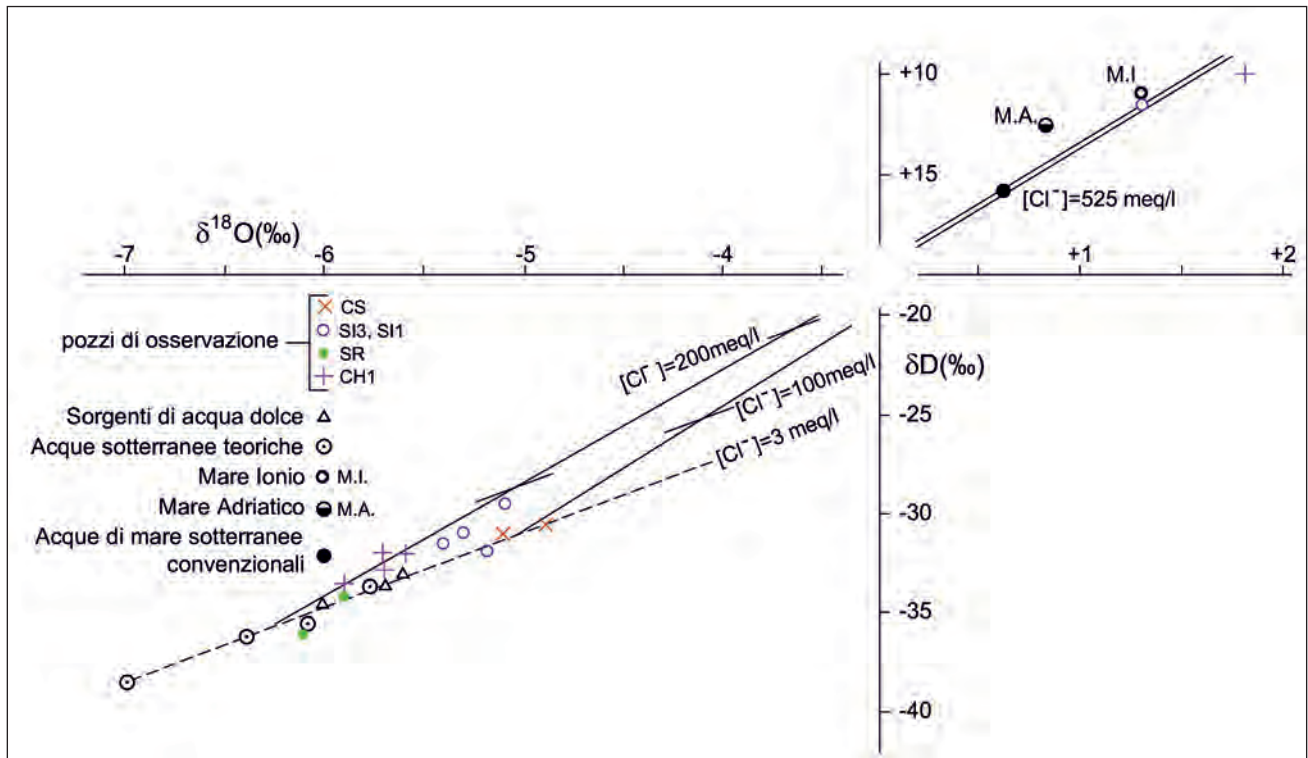


Fig. 9.17 - Composizione isotopica delle acque campionate nei pozzi di osservazione di figura 9.13 e andamenti delle linee che rappresentano il mescolamento con le acque salate sotterranee campionate negli stessi pozzi (da TULIPANO & FIDELIBUS, 1986).

- *Isotopic composition of water samples in the observation wells shown in figure 9.13, and trend of the lines representing the mixing with saline groundwater sampled in the same wells (from TULIPANO & FIDELIBUS, 1986).*

La datazione delle acque di falda e di quelle marine di invasione continentale, è stata possibile con l'uso dei traccianti radioattivi naturali, tritio e carbonio-14. Nella figura 9.18, si riporta una sezione idrogeologica della Penisola Salentina tra la costa ionica e la costa adriatica. I valori dell'età delle acque di falda calcolati con il metodo del carbonio-14, indicano un incremento dell'età con la profondità. Inoltre, mentre le acque di invasione continentale mostrano età di oltre 20.000 anni nelle aree centrali, lungo le fasce costiere esse presentano un ricambio più o meno elevato con le acque di mare attuali, il che conferma l'ipotesi di scarsa mobilità delle acque marine di invasione continentale. Il carbonio-14 ha consentito inoltre di datare le acque sotterranee presenti nell'acquifero artesiano sabbioso pliocenico del Tavoliere di Foggia (par. 14.5), rinvenuto nell'ambito della formazione argillosa pleistocenica che sovrasta i calcari del cretaceo, nei pressi di Foggia e Ortanova. Tale determinazione ha permesso di datare le acque nell'intervallo 16.500-27.000 anni (COTECCHIA *et alii*, 1995).

Lo studio della concentrazione del radon nelle acque sotterranee risulta abbastanza difficoltoso in quanto la sua presenza è influenzata dalla natura litologica dell'acquifero, dalle condizioni tettoniche, dalla pressione atmosferica, dalla temperatura e dal contenuto salino delle acque. Ciò nonostante, dalle misure del contenuto in radon nelle acque sotterranee si possono ricavare, almeno in particolari condizioni idrogeologiche, utili indicazioni sulla loro mobilità. Le prime determinazioni del contenuto in radon, effettuate in numerose località pugliesi (MAGRI & TAZIOLI 1968), hanno riguardato sia acque sotterranee, sia acque marine di intrusione continentale. Le analisi delle acque delle sorgenti drenanti la "falda profonda" del Gargano hanno mostrato una maggiore radioattività nella zona di Vieste - Testa del Gargano, mentre minore è la radioattività nella zona di Manfredonia - Siponto e dei laghi di Lesina e Varano. I più alti valori di radon possono essere spiegati in base ad un possibile maggior contenuto di radio nelle formazioni calcaree e dolomitiche affioranti nel Gargano

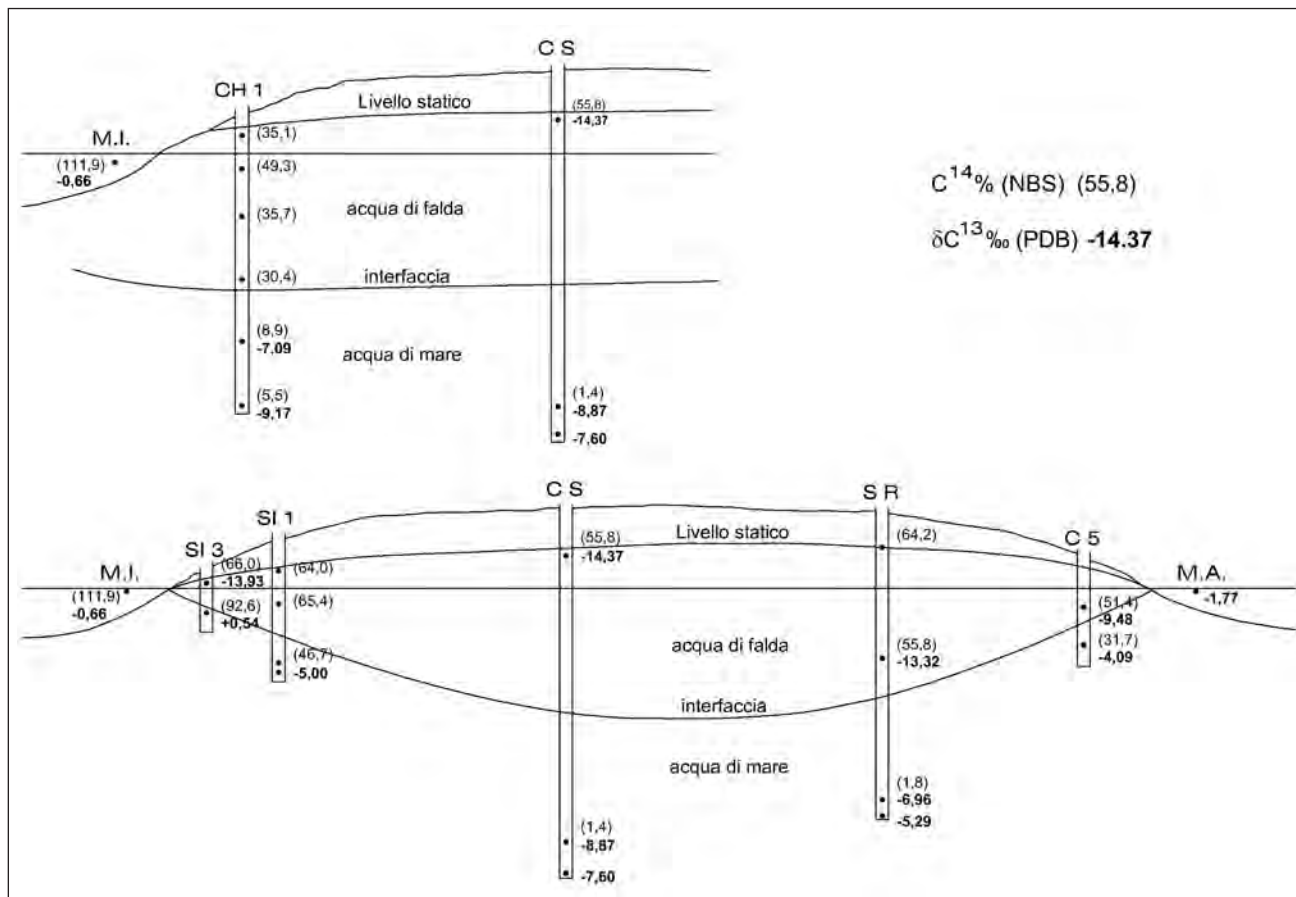


Fig. 9.18 - Contenuti in C^{14} delle acque di falda e di mare di invasione continentale misurati tra la costa ionica e quella adriatica della Penisola Salentina (mod., da COTECCHIA *et alii*, 1974b).

- C^{14} content of groundwater and intruded seawater measured between the Ionian and Adriatic coasts of the Salento peninsula (modified from COTECCHIA *et alii*, 1974b).

orientale; altra ipotesi accreditata è che tali alti valori di radon siano da collegarsi alla presenza di un massimo magnetico e di una grande anomalia gravimetrica positiva, indice di un avvicinarsi alla superficie di materiale molto denso.

Nell'area a circa 12 km a Nord di Lecce sono presenti importanti manifestazioni idriche sorgentizie (sorgente Idume), costituite essenzialmente da polle localizzate al fondo di canali (Canale Raucio e Canale Grande) (cap. 4). Le misure del contenuto in radon delle acque sotterranee in tale area hanno dimostrato che queste attraversano terreni ricchi di radio, mentre le acque della scaturigine principale, di valori di radon più elevati, sono da associarsi ad una elevata mobilità della falda idrica.

Le misure del contenuto in radon condotte in corrispondenza della sorgente Chidro (cap. 4) ed in pozzi spia ubicati in prossimità dell'area, hanno consentito di distinguere la provenienza delle acque

drenate dalle scaturigini più importanti che hanno evidenziato valori di radon decisamente superiori (COTECCHIA *et alii*, 1973; COTECCHIA, 1977).

Il confronto tra i valori di radon rilevati in corrispondenza di alcune importanti sorgenti pugliesi (fig. 9.19) ha consentito di formulare interessanti ipotesi circa il loro comportamento idraulico (TADOLINI *et alii*, 1995; TADOLINI & SPIZZICO, 1996; TADOLINI *et alii*, 1996). Nella zona compresa tra T. Columena e P. Cesareo (Lecce) sono stati circoscritti dei settori aventi differenti valori della concentrazioni in radon, a cui corrispondono diverse caratteristiche di mobilità delle acque di falda per effetto delle influenze periodiche e aperiodiche del mare. A Nord di Brindisi, tra Torre Guaceto e Punta Penna Grossa, in una porzione dell'acquifero profondo in cui le acque sotterranee dolci circolano in pressione, è stato possibile correlare le variazioni del contenuto in

radon con le variazioni del livello del mare. Durante la fase di discesa del livello del mare la concentrazione di radon delle acque sotterranee tende infatti ad aumentare, in quanto si verifica un aumento di mobilità per aumento del deflusso favorito dall'abbassamento del livello base della falda. L'innalzamento del livello del mare determina viceversa una diminuzione della mobilità delle acque, a causa del sollevamento del livello di base della circolazione idrica, con conseguente diminuzione della concentrazione di radon. Inoltre, l'intrusione di acqua marina a concentrazione in radon bassissima che si miscela con le acque sotterranee, induce ulteriore riduzione di detta concentrazione.

Diversi studi (COTECCHIA *et alii*, 1989; MAGRI & TAZIOLI, 1968; TADOLINI & SPIZZICO, 1996; TADOLINI *et alii*, 1996) hanno dimostrato che i quantitativi di Radon 222 nelle acque sotterranee

risultano strettamente correlati alla granulometria dei terreni, alla superficie di contatto acqua-roccia e all'intervallo di tempo in cui tale contatto permane, mentre la sua diffusione in falda dipende principalmente dalle condizioni idrodinamiche delle acque circolanti. Osservazioni di campo ed esperimenti di laboratorio hanno evidenziato come i processi di dissoluzione fautori dell'incarsimento delle rocce carbonatiche non coinvolgano totalmente i sali di radio presenti in tali rocce. Ciò nonostante, nei prodotti residuali dei processi carsici (terre rosse) si ritrovano concentrazioni variabili, anche elevate, di sali di radio, legate al grado di dissoluzione raggiunto dalla roccia. L'analisi della concentrazione in ^{222}Rn nelle acque di falda fornisce, quindi, chiare indicazioni sullo stato di fessurazione e di incarsimento delle rocce carbonatiche e sulla presenza della terra rossa.

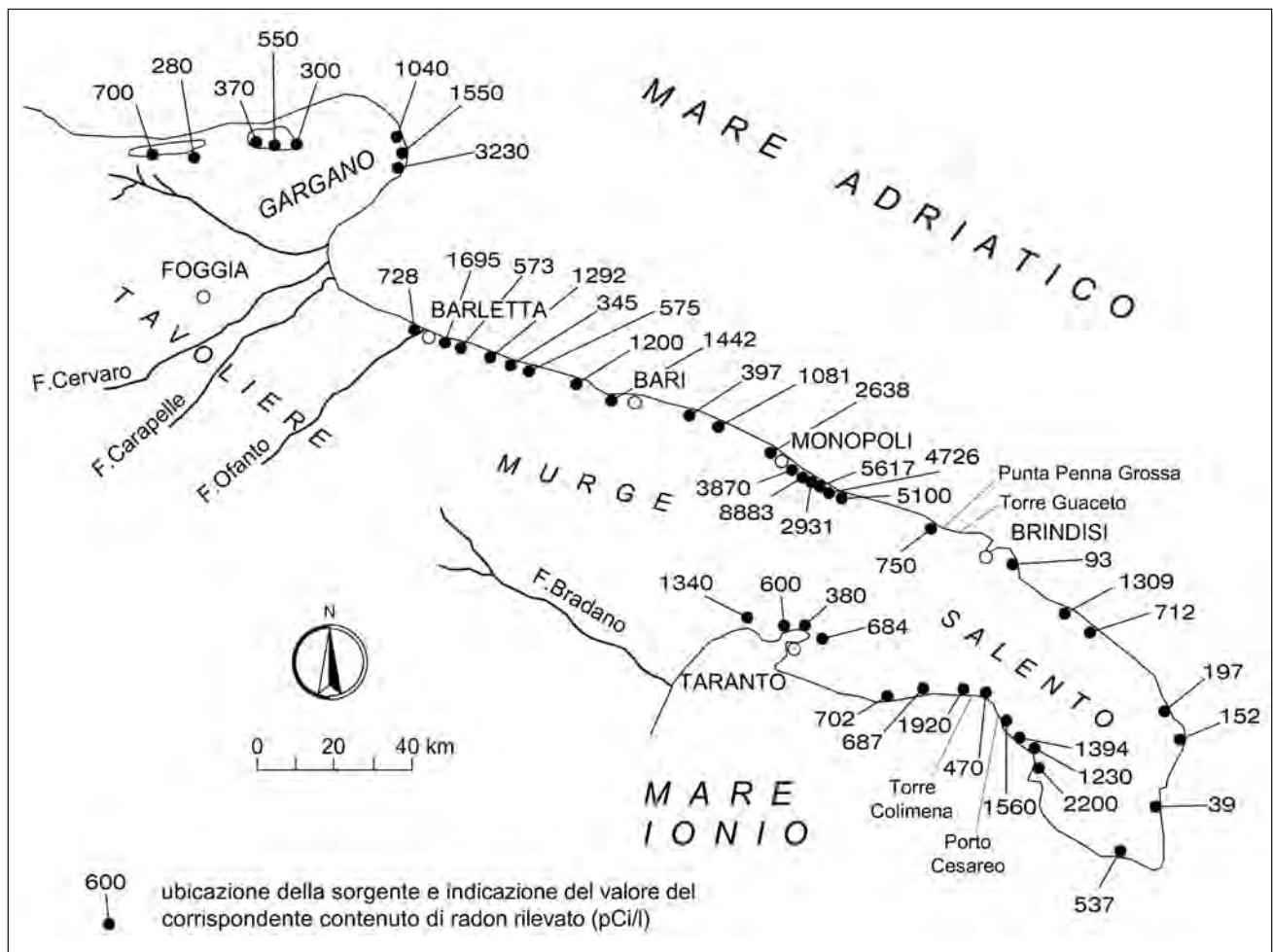


Fig. 9.19 - Contenuto di radon nelle principali sorgenti sgorganti lungo la costa pugliese (sempl., da TADOLINI & SPIZZICO, 1996).
- Radon content in the major springs along the Apulian coast (simplified from TADOLINI & SPIZZICO, 1996).

Le caratteristiche radioisotopiche delle terre rosse, largamente presenti nell'ammasso carbonatico cretaceo pugliese, possono fornire indicazioni circa lo stato di carsificazione di un ambiente carbonatico e quindi indicazioni della sua capacità di immagazzinamento e sulla mobilità naturale o indotta delle acque di falda.

Si è definito quindi un particolare ciclo idroisotopico, sintetizzabile come di seguito. Le acque di pioggia, defluendo sui terreni contenenti terra rossa, si arricchiscono in radon. Tali acque poi diventano acque di alimentazione per la falda, per cui veicolano in profondità il radon e, ove le condizioni geoambientali sono favorevoli, la stessa terra rossa. Le acque di falda, defluendo in fessure e cavità sotterranee, si arricchiscono sempre più di radon in virtù del contatto più o meno esteso che realizzano con i prodotti residuali, oltre che dei tempi di permanenza. Ciò comporta che, a un maggior grado di incarsimento con grossi condotti carsici e ampie cavità e in presenza di terra rossa corrispondono sovente importanti volumi di acque sotterranee con più elevate concentrazioni in radon.

9.4. - INDAGINI GEOFISICHE

9.4.1. - Sonde nucleari o a radioisotopi

La disponibilità di prodotti di fissione nucleare ha consentito la costruzione di apparecchiature a radioisotopi che permettono l'acquisizione di parametri geotecnici ed idrogeologici del sottosuolo (COTECCHIA & PIRASTRU, 1966b, 1967, 1969, 1970, 1983; COTECCHIA *et alii*, 1968; MAGRI & PIRASTRU, 1968; PIRASTRU *et alii*, 1966; DROST & KLOTZ, 1983).

Le indagini condotte con tecniche nucleari consentono di determinare la porosità totale della roccia ed il suo grado di fessurazione e/o fratturazione e di localizzare le fessure in profondità. La conoscenza della distribuzione delle fessure con la profondità in un pozzo è anche di ausilio nelle misure della velocità di filtrazione, poichè guida nella scelta della profondità di immissione del tracciante.

Per i fini anzidetti sono disponibili due diversi tipi di sonde nucleari o a radioisotopi: quella a raggi γ (sonda di densità) e quella a neutroni (sonda di umidità). La prima, provvista di sorgente emittente

raggi γ (Cs^{137} o Co^{60}) e di rivelatori *Geiger-Muller*, permette la misura della densità naturale del terreno; la seconda, provvista di sorgente emittente neutroni veloci ($Ra-Be$ o $Am-Be$) e di contatore al trifluoruro di boro o all'elio-3, consente la determinazione del contenuto naturale d'acqua del terreno.

Nella figura 9.20 sono riportati, a titolo di esempio, i risultati di misure nucleari eseguite in un pozzo perforato in calcari non interessati dalla circolazione idrica sotterranea. Analoghe misure condotte in un pozzo perforato in calcari interessati dalla circolazione idrica sotterranea, come quelle riportate in figura 9.21, indicano chiaramente la distribuzione con la profondità dei livelli più fessurati rispetto a quelli più compatti.

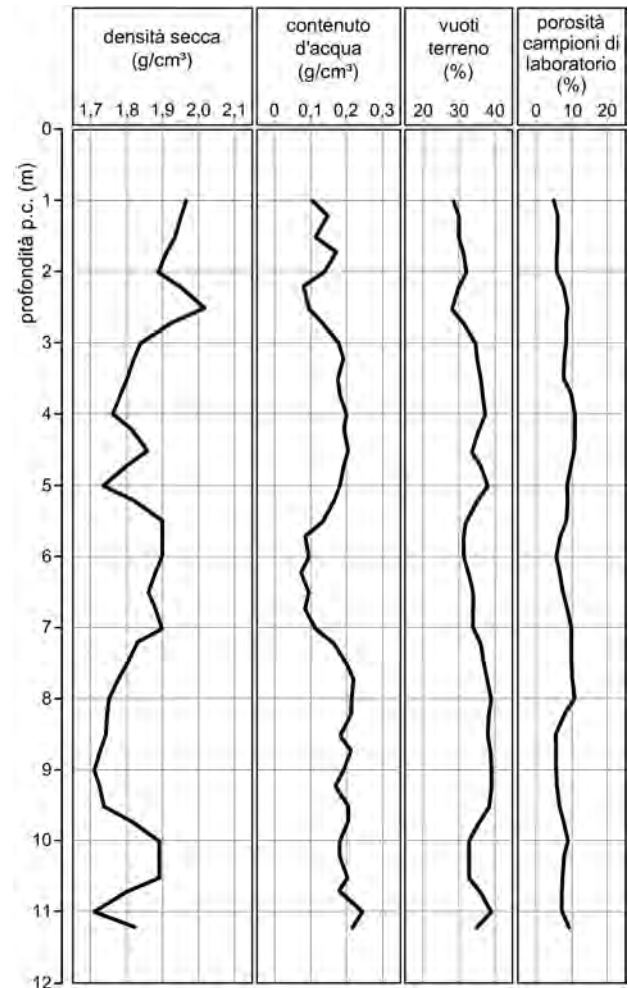


Fig. 9.20 - Esempio di carotaggio nucleare eseguito in un pozzo perforato in calcari non interessati dalla circolazione idrica sotterranea (da COTECCHIA, 1977).

- Example of nuclear log in a well drilled into limestones without groundwater circulation (after COTECCHIA, 1977).

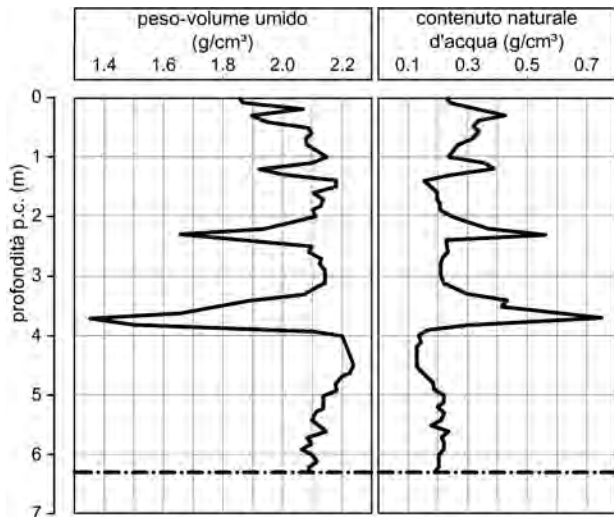


Fig. 9.21 - Esempio di carotaggio nucleare eseguito in un pozzo perforato in calcari interessati da circolazione idrica sotterranea (da MELIDORO & PIRASTRU, 1972).

- Example of nuclear log in a well drilled in limestones with groundwater circulation (after MELIDORO & PIRASTRU, 1972).

9.4.1.1. - Principio di funzionamento della sonda a raggi γ

La sonda a raggi gamma consiste in una sorgente di radiazioni γ (in genere una sorgente di Cs-137) di qualche millicurie e di un rivelatore di radiazione γ (cristallo di ioduro di sodio), entrambi racchiusi in un contenitore cilindrico di 5 cm di diametro e di 50 cm di lunghezza. Fra la sorgente ed il rivelatore è posto uno spesso strato di piombo, in modo che il rivelatore non veda la radiazione diretta ma conti solo la radiazione che viene retrodiffusa dal terreno per effetto *Compton* (1923).

La misura della densità delle rocce in sito, con sonde a raggi γ , calate in pozzo o sondaggio si basa sulla diffusione che subiscono le radiazioni gamma dalla sorgente in seguito agli urti con gli elettroni del mezzo (terreno o fluido), per cui l'intensità dei raggi γ che giungono al rivelatore è funzione della densità del mezzo stesso. A seguito dei numerosi urti contro gli atomi del terreno, la radiazione γ subisce l'effetto di assorbimento, per cui il numero di fotoni γ che arrivano al rivelatore diminuisce con l'aumentare della densità del terreno. La curva di taratura della sonda quindi correla la densità del terreno al conteggio di radiazione γ .

9.4.1.2. - Principio di funzionamento della sonda a neutroni

La sonda a neutroni è costituita da una sorgente di neutroni veloci (in genere americio-berillio che genera neutroni di circa 5,5 MeV) e da un contatore di neutroni lenti (termici o epitermici). Il rallentamento dei neutroni è funzione della quantità d'acqua presente nella distanza sorgente-contatore, nell'ambito di un raggio laterale di 15-40cm dalla sonda. I neutroni veloci emessi dalla sorgente (Ra226-Be; Am241-Be) vengono rallentati soprattutto dai nuclei di idrogeno presenti nel terreno e solo in minima parte dagli elementi solidi che costituiscono il terreno. Il numero di neutroni contati al rivelatore fornisce la quantità d'acqua (g/cm^3), in base ad una curva di taratura della sonda elaborata in laboratorio.

La misura del contenuto naturale d'acqua viene dunque effettuato con una sonda a neutroni costituita da una sorgente di neutroni veloci e da un rivelatore di neutroni lenti. L'intensità di neutroni lenti registrata dal rivelatore è funzione della concentrazione degli atomi di idrogeno, quindi del contenuto d'acqua del mezzo. Il calcolo della porosità totale dei terreni può quindi essere effettuato con l'impiego combinato della sonda a neutroni e della sonda a raggi γ .

9.4.1.3. - Impiego della sonda a neutroni per misure di salinità

La misura del contenuto di cloro delle acque sotterranee è un importante indicatore dell'influenza esercitata dall'acqua di mare sull'acqua dolce. Negli studi sugli acquiferi costieri pugliesi si è visto che i metodi resistometrici non consentono di effettuare agevolmente misure di salinità in pozzi profondi con acque molto salate, a causa della polarizzazione degli elettrodi. In tali circostanze, quindi, le applicazioni con sonda a neutroni hanno indicato che la quantità di cloro nelle acque sotterranee può essere misurata con buona precisione (COTECCHIA & PIRASTRU, 1970).

Tale metodo di misura si basa sulla proprietà che il cloro ha 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. 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 differenza che si produce nella cattura di neutroni termici fra le acque a contenuti diversi di cloro è eseguita con buona sensibilità mediante un contatore di neutroni termici immerso nell'acqua insieme con la sorgente di neutroni veloci (fig. 9.22; MAGRI & PIRASTRU, 1968).

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

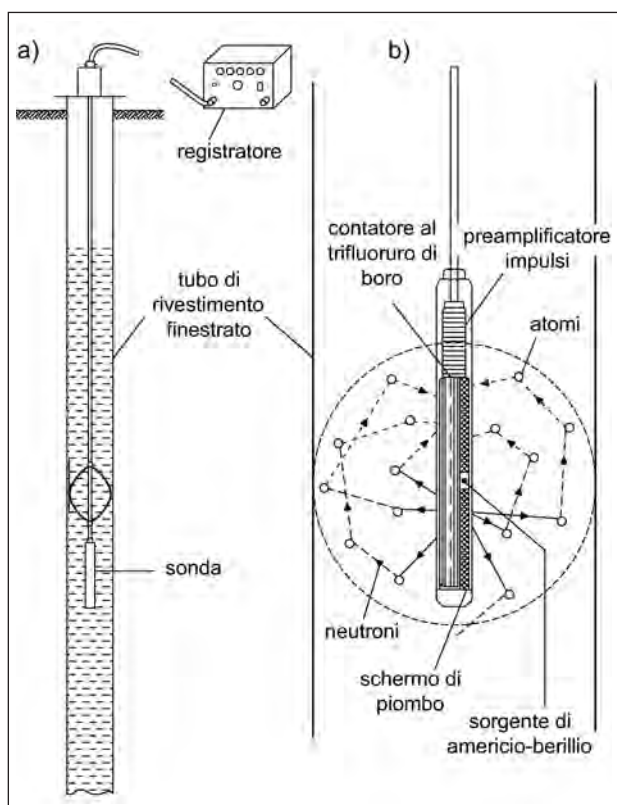


Fig. 9.22 - Sonda a neutroni: a) disposizione dell'apparecchiatura di misura nei pozzi; b) rappresentazione della sonda a neutroni e schema del rallentamento e della diffusione dei neutroni (da MAGRI & PIRASTRU, 1968).

– Neutron probe: a) housing of the probe in the wells; b) sketch of the neutron probe, showing the slowing down and diffusion of neutrons (from MAGRI & PIRASTRU, 1968).

1.5%, viene attribuito agli altri elementi presenti nelle acque. Tale metodo è stato largamente impiegato per lo studio dell'intrusione marina negli acquiferi pugliesi e per le misure delle oscillazioni dell'interfaccia fra l'acqua di mare di invasione continentale e l'acqua di falda. In figura 9.23 è riportata la curva di taratura della sonda utilizzata in Puglia; è evidente la coerenza tra i dati di taratura. Va considerato tuttavia che l'impiego della sonda a neutroni per il tipo di indagine descritta richiede pozzi di diametro superiore a 200 mm, a causa delle interferenze con il rilievo prodotte dal tubo di rivestimento del perforo.

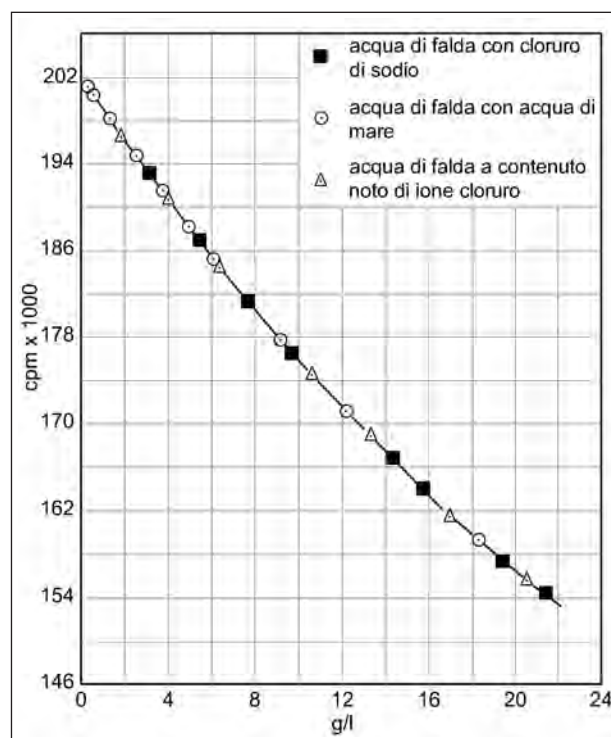


Fig. 9.23 - Curva di taratura della sonda a neutroni per la misura del contenuto di Cloro nelle acque (da MAGRI & PIRASTRU, 1968).

– Calibration curve of the neutron probe to measure Chlorine content in water (from MAGRI & PIRASTRU, 1968).

9.4.2. - Carotaggio della radioattività naturale γ delle rocce

Tutte le rocce contengono, in varia misura, elementi radioattivi quali il potassio-40 e quelli appartenenti alle famiglie dell'uranio e del thorio. Esiste generalmente una relazione tra radioattività e tipo di roccia, cosicché in molti casi il carotaggio della radioattività naturale contribuisce alla definizione di

correlazioni stratigrafiche. In genere tra le rocce sedimentarie le più radioattive sono quelle argillose, per cui queste ultime sono facilmente distinguibili nell'analisi di un γ -log qualora si trovino intercalate, ad esempio, a calcari, dolomie, arenarie, sabbie o ghiaie.

Nelle rocce dove la distribuzione degli elementi radioattivi è omogenea, come nel caso di certi calcari e dolomie, la misura della radioattività naturale può fornire indicazioni sullo stato di fratturazione.

9.4.3. - Prospezioni geoelettriche

Le indagini geoelettriche consentono di ottenere informazioni circa gli assetti geologici ed idrogeologici, a fronte però di incertezze di interpretazione, rilevanti soprattutto in contesti geologici complessi. Di particolare interesse ai fini dello studio dell'intrusione marina, sono le prospezioni geoelettriche, in passato utilizzate con successo anche nella nostra regione (COTECCHIA, 1963). Si tratta di un metodo di indagine poco costoso e di rapida esecuzione,

che consente di individuare la posizione della zona di transizione tra la falda di acqua dolce e la sottostante acqua di mare attraverso misure di resistività elettrica. La figura 9.24 illustra i risultati ottenuti da una indagine geoelettrica condotta in provincia di Brindisi, che ha consentito di individuare, con sufficiente approssimazione, la posizione della zona di transizione della falda.

Trattazioni interessanti circa l'applicazione dei metodi geofisici, per il monitoraggio ed il controllo dell'intrusione marina, sono contenute negli atti dei *Sea Water Intrusion Meeting* (cap. 6), cui si rimanda per approfondimenti.

9.5. - LA TEMPERATURA DELLE ACQUE SOTTERRANEE

La temperatura delle acque sotterranee può costituire un valido tracciante ambientale nell'individuazione delle aree di prevalente alimentazione della falda, delle linee preferenziali di deflusso, nonché delle caratteristiche della falda in termini

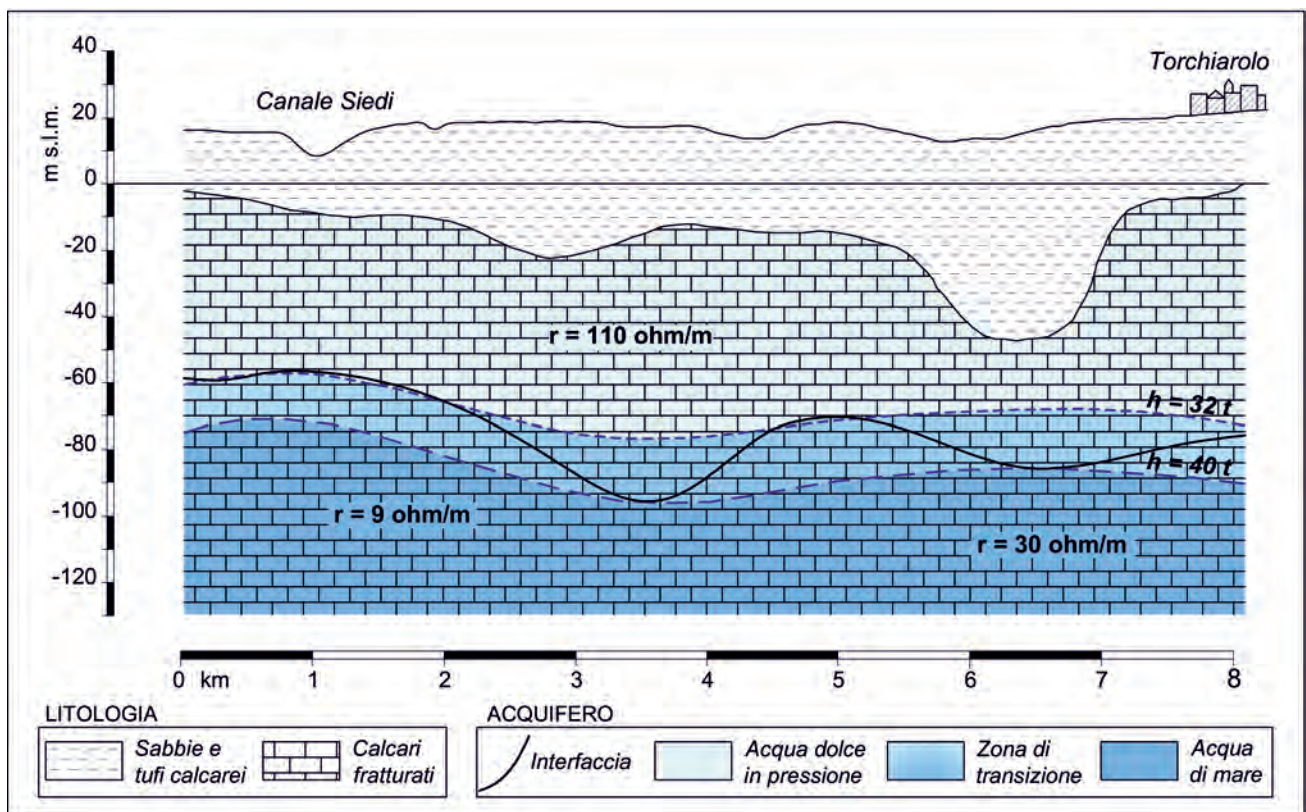


Fig. 9.24 - Sezione idrogeologica tra il canale Siedi e Torchiarolo (BR), con indicazione dei risultati ottenuti da indagini geoelettriche (da COTECCHIA, 1963).

- Hydrogeological cross section between the Siedi canal and Torchiarolo (Brindisi province), with indication of the results obtained from geo-electrical surveys (from COTECCHIA, 1963).

di tassi di rinnovamento e di intrusione marina.

In generale la presenza di una circolazione idrica comporta un trasferimento convettivo di calore, che si sovrappone a quello di carattere essenzialmente conduttivo legato al gradiente geotermico. Tale variazione può essere talmente piccola da risultare irrilevante o sufficientemente grande da dominare il campo delle temperature, ciò in dipendenza dalla permeabilità idraulica del mezzo e dalla sua diffusività termica (DOMENICO & PALCIAUSKAS, 1973; SMITH & CHAPMAN, 1983; WOODBURY & SMITH, 1985). In ogni caso, il punto di partenza di queste analisi è la conoscenza del gradiente geotermico indisturbato, che in Puglia si aggira intorno a $2,5^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$, a meno di situazioni singolari (CARLIN *et alii*, 1973; COTECCHIA, 1980; COTECCHIA *et alii*, 1978).

Le acque di pioggia che alimentano l'acquifero hanno una temperatura riconducibile a quella media atmosferica durante il periodo di ricarica, ma in seguito al contatto con le rocce e in funzione del tempo di residenza nell'acquifero e della profondità raggiunta, subiscono l'influenza del flusso geotermico, modificandolo a loro volta. A tale processo, se ne sovrappongono altri che possono complicare il regime termico, quali l'influenza delle acque di mare, generalmente più calde, la presenza di faglie che, se particolarmente profonde, possono causare locali anomalie geotermiche o costituire barriere idrogeologiche; l'esistenza di coperture sedimentarie che determinano il verificarsi di un'alimentazione ritardata, e dunque di caratteristiche termiche diverse.

Gli incrementi di temperatura nelle acque di falda del Gargano occidentale ($20\div 26^{\circ}\text{C}$), ad esempio, sono troppo elevati per poter essere imputati al semplice scambio termico con le rocce o a reazioni chimiche esotermiche. È invece probabile che valori tanto alti di temperatura siano dovuti a gradienti geotermici elevati, d'altronde rilevati in pozzi in prossimità della faglia del Torrente Candelarò (COTECCHIA, 1980).

9.5.1. - *Influenza del tempo di residenza nell'acquifero*

A parità di altre condizioni, la temperatura delle acque sotterranee cresce all'aumentare del loro tempo di residenza nell'acquifero. Essa 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. Le direzioni di maggior deflusso, quindi, coincideranno con quelle che evidenziano il minor incremento di temperatura, e dunque il minimo gradiente termico delle acque (TULIPANO *et alii*, 1990).

La ricostruzione delle superfici isoterme consente pertanto di riconoscere le aree di alimentazione e i lineamenti fondamentali della circolazione idrica sotterranea. Le isoterme risultano concave verso l'alto e tanto più profonde quanto meno intenso è l'assorbimento di calore. Ciò accade in presenza di un'alimentazione diretta e dove la mobilità delle acque di falda è maggiore. Al contrario, le isoterme si addensano dove le acque sono scarsamente mobili e/o dove l'alimentazione da parte delle acque meteoriche fredde è assente (COTECCHIA, 1975).

9.5.2. - *Rapporto acqua dolce – acqua di mare*

Come già accennato, un ulteriore fattore che incide sulla temperatura delle acque sotterranee è l'interazione di queste ultime con acque salate di intrusione marina. La temperatura media del Mediterraneo supera quella della Penisola Italiana, per cui esiste un flusso di calore lungo costa dal mare verso la terra, sino alla profondità di $20\div 25\text{ m}$ sotto il livello mare, ove intervengono poi fenomeni legati alla stratificazione verticale della temperatura media nei mari interni. La distribuzione della temperatura può divenire, quindi, tracciante anche dei processi di evoluzione dell'intrusione marina.

Dall'analisi dei dati termici è possibile formulare anche ipotesi circa la presenza di acque marine nell'entroterra. Queste ultime, infatti, sono praticamente immobili e tendono a porsi in equilibrio termico con il flusso geotermico, se si escludono le zone costiere, raggiungendo temperature in genere superiori a quelle delle acque dolci. (CARLIN *et alii*, 1973; COTECCHIA *et alii*, 1974a; TADOLINI & TULIPANO, 1970). Quindi, lungo le coste le acque di falda presentano un gradiente termico negativo per l'influenza esercitata dal mare, nelle aree più distanti dalla costa esse mostrano un gradiente termico positivo, come il terreno che le contiene. Il passaggio

tra le acque mobili di falda e l'acqua di mare di invazione continentale è in genere marcato da un incremento di temperatura; la isoterma a 18°C indica grossomodo, nella maggior parte dei casi, il contatto tra le acque di falda e quelle salmastre costituenti la zona di diffusione (COTECCHIA *et alii*, 1978).

9.5.3. - Interpretazione delle misure di temperatura

La distribuzione spaziale della temperatura delineata attraverso l'interpretazione di profili termici lungo pozzi consente di evidenziare le zone di circolazione maggiormente attive e le direzioni preferenziali dei deflussi (fig. 9.25). Ad esempio, quando si osservano gradienti di temperatura positivi, si può ritenere che le acque siano relativamente poco mobili. Laddove invece il gradiente medio è negativo, per cui la temperatura diminuisce, anche irregolarmente, con la profondità, si può desumere la presenza di livelli preferenziali di deflusso caratterizzati da diversa velocità (TADOLINI & TULIPANO, 1977; TULIPANO & FIDELIBUS, 1988).

Le ricostruzioni dell'andamento della stratificazione della temperatura con la profondità, possono fornire indicazioni, invece, sui percorsi di flusso pre-

ferenziali, sulle zone di ricarica diretta o ritardata e sulle zone a progressiva contaminazione salina. La correlazione spaziale di dati su area vasta, che comporta inevitabili approssimazioni e può trascurare locali anomalie, consente in ogni caso di individuare principali aree di alimentazione. Tali correlazioni hanno reso evidente che nei contesti idrogeologici pugliesi dette aree sono in generale delimitate dalla isoterma a 15°C e che nelle aree più interne della Murgia, acque di recente alimentazione si ritrovano anche a profondità notevoli, poichè esse defluiscono secondo direttrici preferenziali e occasionalmente in condizioni confinate, dando origine a gradienti negativi (COTECCHIA *et alii*, 1978).

La correlazione dei profili di temperatura nell'ambito di sezioni verticali può essere coadiuvata dalle conoscenze circa l'assetto strutturale. Ad esempio, in tali sezioni è possibile osservare il riversamento delle acque circolanti in acquiferi superficiali verso l'acquifero profondo (fig. 9.26) sulla base della presenza di un'inversione termica, poichè le acque provengono dall'acquifero superficiale, ove circolano vicino alla superficie del suolo, raggiungono temperature più alte. Viceversa, piccole tasche di acqua a bassa temperatura, segnalano

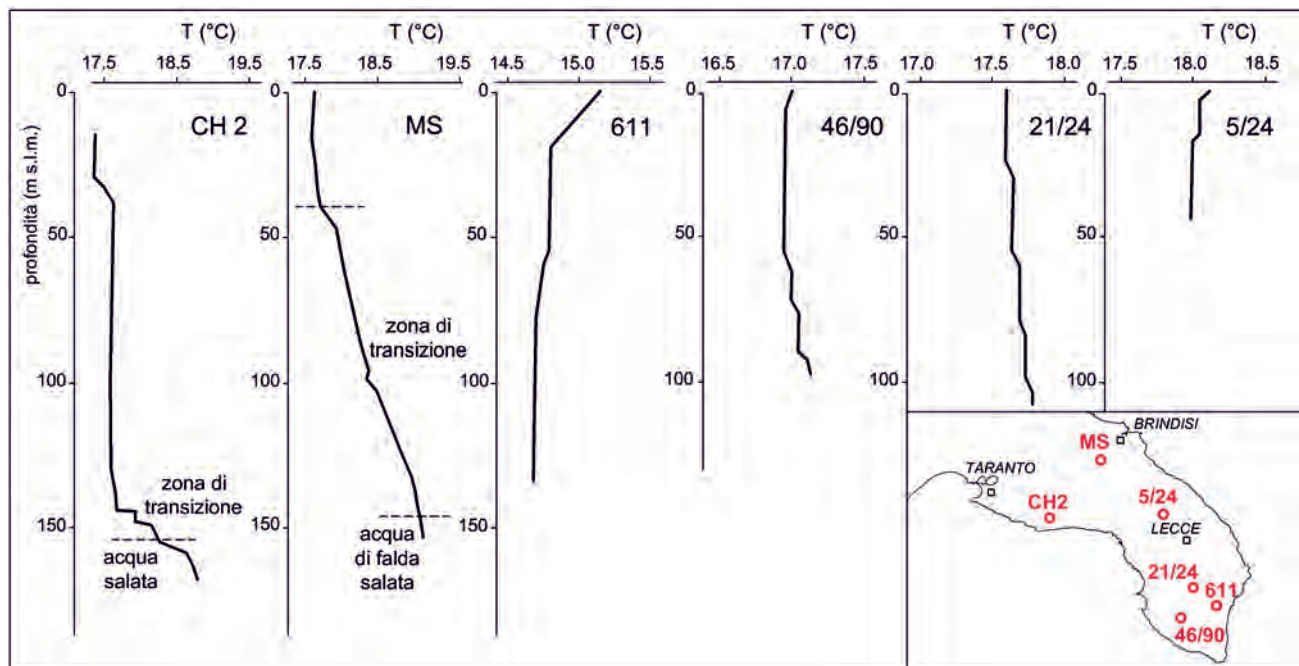


Fig. 9.25 - Esempi di carotaggi termici eseguiti lungo la verticale di pozzi che raggiungono l'acquifero carbonatico profondo (da TULIPANO & FIDELIBUS, 1988).

- Temperature logs in wells reaching the deep carbonate aquifer (from TULIPANO & FIDELIBUS, 1988).

la presenza di infiltrazioni rapide e concentrate e generalmente corrispondono ad affioramenti carbonatici mesozoici. Una discontinuità nelle isoterme, invece, può essere correlata alla presenza di una faglia, sia ove questa gioca il ruolo di barriera idrogeologica, sia ove invece favorisce la contaminazione salina in relazione ad un locale aumento della permeabilità (fig. 9.27) (TULIPANO, 1988; TULIPANO & FIDELIBUS, 1988).

9.6. - IL CHIMISMO DELLE ACQUE SOTTERRANEE PUGLIESI

Il chimismo delle acque sotterranee può contribuire alla caratterizzazione dei sistemi idrogeologici, dato che la tipologia di ioni disciolti in un'acqua e le loro concentrazioni variano a seconda dei pro-

cessi fisici e chimici che hanno luogo nell'acquifero e che sono, di volta in volta, connessi ai processi di alimentazione, ai tempi di residenza e all'influenza esercitata dal mare. Non sembra, dunque, del tutto improprio far rientrare nella più ampia categoria dei *traccianti ambientali* anche quelli che la letteratura cita come *traccianti idrogeochimici*, ovvero quei parametri chimici che possono essere collegati ad un particolare processo o testimoniare una determinata evoluzione nelle caratteristiche delle acque sotterranee. Quindi, lo studio dei caratteri chimici delle acque sotterranee non rappresenta solo uno strumento atto a classificare le acque sotterranee dal punto di vista qualitativo, così come in genere richiesto dalle normative ambientali, ma esso configura anche un valido strumento per la comprensione delle dinamiche di un acquifero.

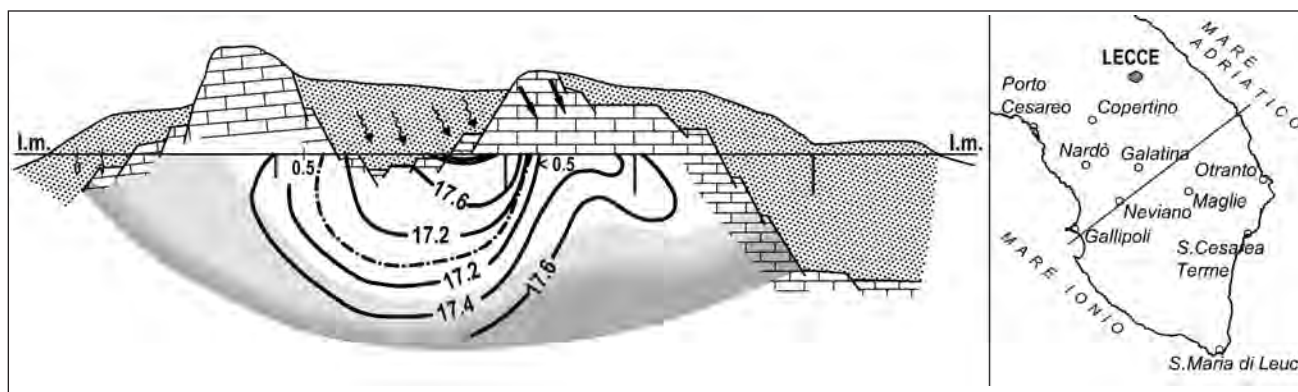


Fig. 9.26 - Ricostruzione dell'andamento delle temperature in una sezione verticale dell'acquifero salentino (v. traccia di sezione a destra) nel caso di alimentazione ritardata dell'acquifero profondo da parte di acque provenienti dall'acquifero superficiale (da TULIPANO & FIDELIBUS, 1988).
 - Reconstruction of the temperature pattern in a vertical cross section of the Salento aquifer (trace of section shown to the right) in the case of delayed recharge of the deep aquifer (from TULIPANO & FIDELIBUS, 1988).

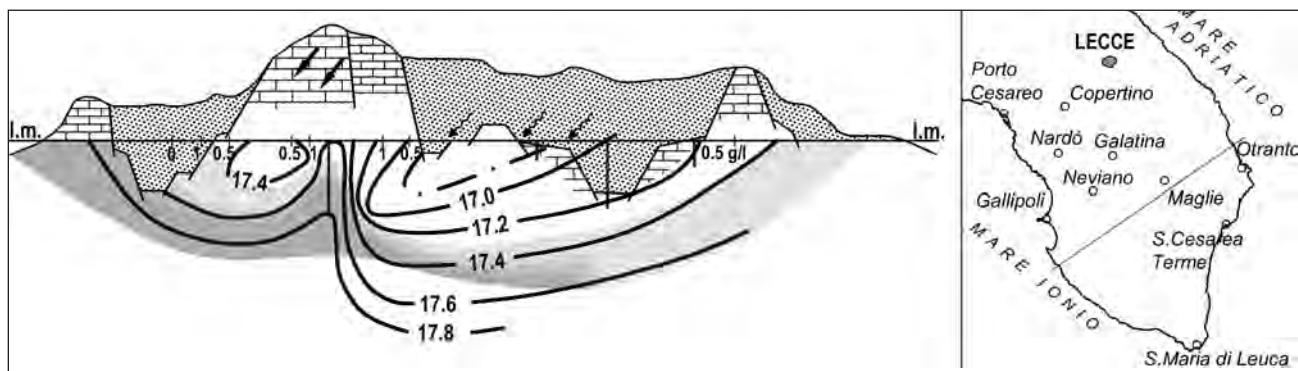


Fig. 9.27 - Ricostruzione dell'andamento delle temperature in una sezione verticale dell'acquifero salentino nel caso di presenza di una struttura tettonica che influenza il deflusso della falda (da TULIPANO & FIDELIBUS, 1988).
 - Reconstruction of the temperature pattern in a section of the Salento aquifer with presence of a tectonic structure influencing the groundwater flow (from TULIPANO & FIDELIBUS, 1988).

Già le piogge che alimentano l'acquifero possono essere chimicamente molto diverse (cap. 8), a seconda della provenienza dei corpi nuvolosi, del cammino seguito dalle perturbazioni, della distanza dalla costa e della quota topografica delle zone interessate dalle precipitazioni, nonché della loro quantità, intensità e temperatura. Nel successivo processo di percolazione e infiltrazione, l'acqua si carica di anidride carbonica di origine biogenica, dando così origine ai comuni processi di dissoluzione dei bicarbonati accompagnati da reazioni di idratazione, idrolisi, ossidoriduzione, che ne modificano la originaria composizione. Raggiunta la falda idrica, l'evoluzione non si arresta, poichè i rapporti tra gli ioni si modificano, rispecchiando il tipo di acquifero, le modalità e la durata del deflusso sotterraneo.

Usualmente, tra i *traccianti idrogeochimici*, si suole distinguere gli *indicatori conservativi*, che entrati nel sistema non possono subire ulteriori variazioni, e i *traccianti non conservativi* o *di processo*, la cui concentrazione è legata all'instaurarsi di particolari fenomenologie, fisiche o chimiche. I primi risultano di particolare importanza qualora si abbia interesse allo studio dei processi di miscelamento, potendo quantificare ad esempio il grado di miscelamento tra un'acqua dolce e l'acqua di mare (FIDELIBUS & TULIPANO, 1990).

Per agevolare l'interpretazione della qualità delle acque e la distinzione tra facies diverse, sono stati proposti numerosi metodi di rappresentazione grafica; a partire dal diagramma a barre di Collins (COLLINS, 1923) sono stati sviluppati ulteriori metodi, come quelli di Hill, Langelier e Ludwig, Piper, Stiff e Schoeller (HILL, 1942; LANGELIER & LUDWIG, 1942; PIPER, 1944; SCHOELLER, 1962; STIFF, 1951). Spesso, però, una singola rappresentazione può essere inadeguata o non adatta alla tipologia di acque rinvenibili nel contesto in cui si opera. (TODD, 1959; APPELO & POSTMA, 2005).

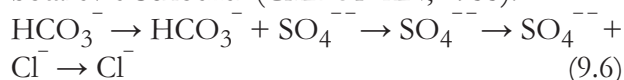
Particolarmente appropriato alle fenomenologie pugliesi risulta essere il diagramma di Schoeller, che rappresenta sinteticamente la concentrazione assoluta dei diversi elementi chimici e consente di riconoscerne la facies sulla base della forma del grafico. Un'acqua a dominanza bicarbonato-calcica avrà un diagramma con la tipica

forma "a catino", mentre una cloruro-alcalina presenterà una cuspidale al centro del diagramma. Inoltre, già dal diagramma di Schoeller, si può desumere una stima dei rapporti caratteristici tra due ioni, sulla base dell'inclinazione della retta che li collega; ciò assume rilevanza qualora si vogliono confrontare più campioni d'acqua (CIVITA, 2005).

Di seguito quindi si descrivono le principali applicazioni che le determinazioni chimiche di laboratorio possono avere nello studio delle dinamiche degli acquiferi, con particolare attenzione a quelli carbonatici regionali.

9.6.1. - La caratterizzazione chimica delle acque di falda nello studio della circolazione idrica sotterranea

Durante il deflusso sotterraneo, la composizione anionica delle acque di alimentazione si evolve, secondo la sequenza formalizzata da Chebotarev e Schoeller (CHEBOTAREV, 1955):



Questa successione, solitamente accompagnata dall'aumento dei solidi totali disciolti (TDS) e dalla riduzione progressiva di alcuni rapporti significativi (tra cui $\text{Ca}^{++}/\text{Mg}^{++}$ e $\text{Ca}^{++}/\text{Na}^+$), consente di distinguere le acque di recente infiltrazione e breve tempo di residenza, caratterizzate da bassi TDS ed alte concentrazioni di Ca^{++} e HCO_3^- , da quelle la cui prolungata permanenza nell'acquifero ha prodotto un aumento delle percentuali di Mg^{++} , Na^+ , SO_4^{--} e Cl^- .

Tali valutazioni, che apparentemente non contemplano evoluzioni più articolate della chimica delle acque connesse al diversificarsi dell'interazione delle acque con contesti di diversa composizione litologica ed all'azione di fattori fisici ed idrodinamici qui non considerati, conducono comunque ad una definizione della *facies idrochimica*, basata sulla composizione cationica ed anionica dominante. L'evoluzione geochemica di un'acqua, quindi, può essere descritta in termini di passaggio da una facies all'altra e la distribuzione spaziale di tali facies può essere indicativa circa percorsi di deflusso sotterraneo (MAZOR, 1976).

9.6.2. - La caratterizzazione chimica delle acque di falda nell'analisi del fenomeno dell'intrusione marina

L'analisi dei caratteri chimici delle acque sotterranee può fornire utili informazioni circa l'evoluzione del fenomeno dell'intrusione marina (par. 2.3). Indipendentemente dalla *facies idrochimica* cui è possibile ricondurre un'acqua, è possibile individuare un limite, seppur grossolano e puramente orientativo, che consente di discriminare le acque non intaccate da processi di salinizzazione di origine marina da quelle definibili invece come "contaminate". Per la Murgia, ad esempio, esaminando la variabilità delle concentrazioni in cloruri rispetto al TDS (contenuto salino totale), si è potuto valutare che, per bassi TDS, l'osservato accrescimento causale in Cl^- è attribuibile prevalentemente all'interazione acqua-roccia e all'occasionale presenza di sali nella matrice rocciosa, mentre al crescere del TDS si osserva chiaramente la tendenza a valori del rapporto TDS/ Cl^- caratteristici dell'acqua di mare (fig. 9.28). Il valore limite del TDS che discrimina l'avvenuta salinizzazione è stato stimato, nel caso in esame, in 0,6 g/l (FIDELIBUS, 1993). Dal diagramma di Chebotarev, mostrato in figura 9.29,

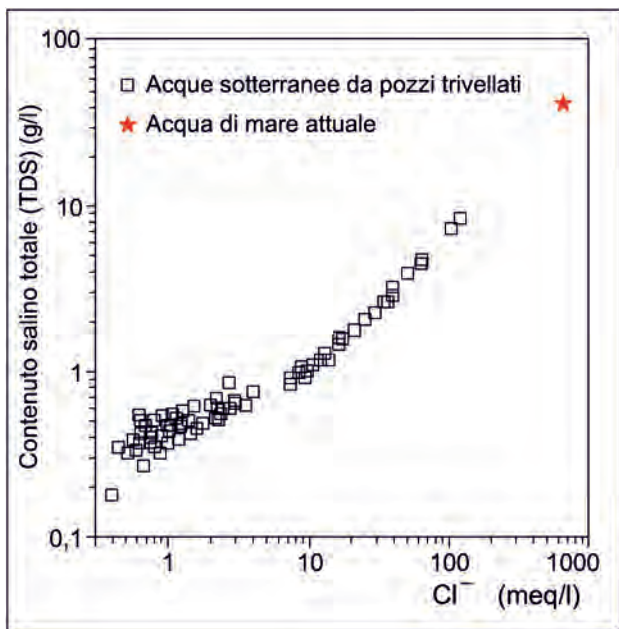


Fig. 9.28 - Relazione tra la salinità espressa come TDS delle acque sotterranee murgiane e la relativa concentrazione in cloruri (da FIDELIBUS, 1993).

- Relationship between salinity expressed as TDS of Murgia groundwater and the corresponding chloride concentration (from FIDELIBUS, 1993).

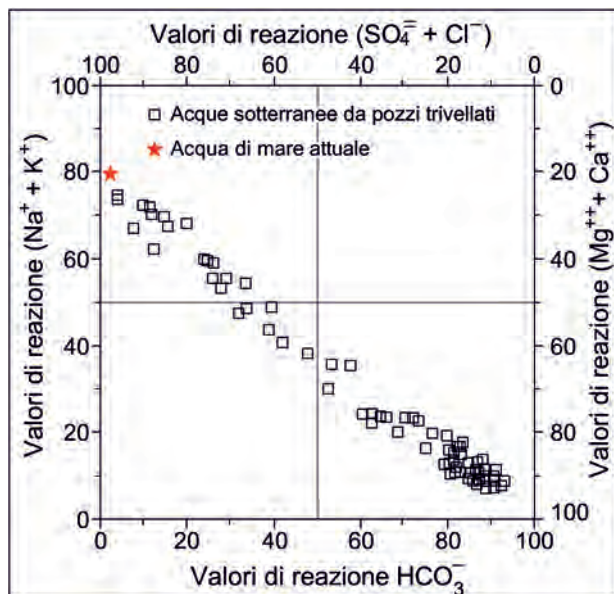


Fig. 9.29 - Composizione chimica delle acque sotterranee secondo la rappresentazione di Chebotarev. I campioni di acque sotterranee sono stati prelevati da pozzi trivellati negli acquiferi carbonatici pugliesi della Murgia e quello dell'acqua di mare attuale dal Mare Adriatico (da FIDELIBUS, 1993).

- Chemical composition of groundwaters according to Chebotarev. Groundwater samples taken from wells drilled in the Apulian carbonate aquifers of Murgia and present seawater sample from the Adriatic Sea (from FIDELIBUS, 1993).

è possibile osservare che l'influenza marina diviene apprezzabile quando le concentrazioni (esprese in meq/l) della somma ($\text{Na}^+ + \text{K}^+$) superano il 30%. Il diagramma di Chebotarev modificato, consente di individuare le differenze tra le varie *facies* chimiche (fig. 9.30) e la loro evoluzione (fig. 9.31). È possibile infatti osservare la modificazione dei termini bicarbonato-calcici meno evoluti (*facies A*) per l'arricchimento in Mg^{++} a contenuto di bicarbonato costante (*facies B* e *C*), determinata dalle interazioni acqua-roccia, oppure distinguere l'apporto di solfati minerali presenti nella matrice rocciosa (*facies D*) rispetto a quello originato dal miscelamento con acque di origine marina (*facies E*). Infine è possibile distinguere il grado di evoluzione delle acque di falda interessate dal mescolamento con acqua di mare, e comprenderne quindi l'origine.

L'acqua di mare attuale può presentare sostanziali differenze chimiche rispetto alle acque salate presenti nell'acquifero alla base della falda di acqua dolce (par. 2.3; TULIPANO & FIDELIBUS, 1984). La caratterizzazione chimica delle acque di falda può consentire quindi di individuare l'origine della componente sa-

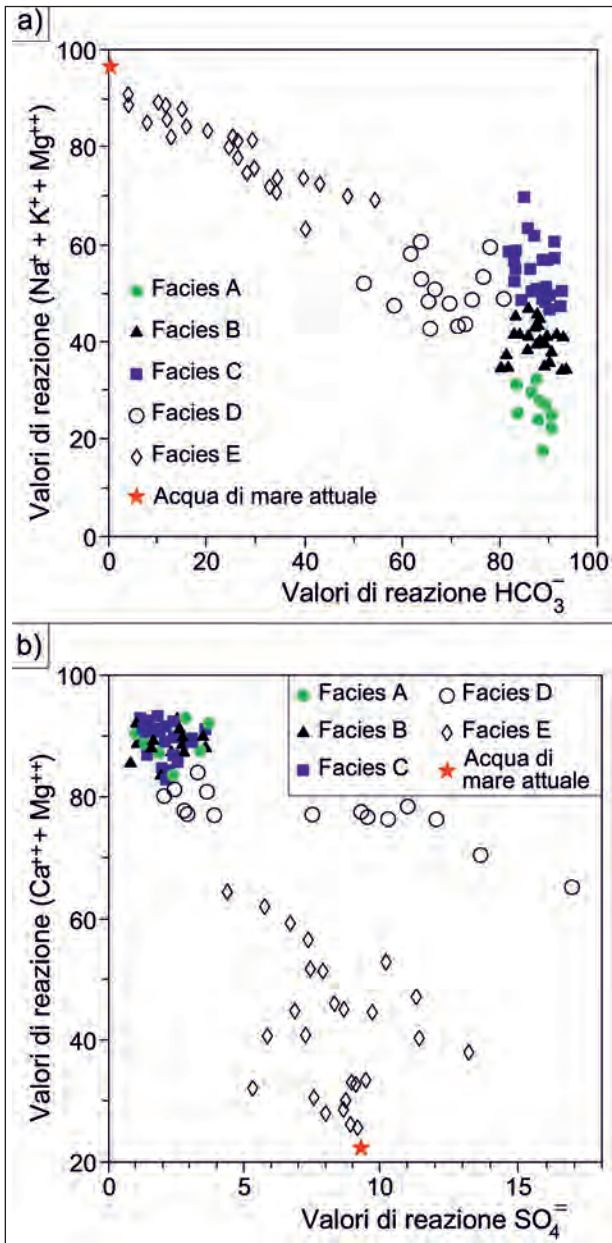


Fig. 9.30 - Diagrammi di Chebotarev modificati per il riconoscimento delle differenti facies idrochimiche: a) valori di reazione relativi alla somma ($\text{Na}^+ + \text{K}^+ + \text{Mg}^{++}$) in relazione ai rispettivi valori di reazione per i bicarbonati; b) valori di reazione relativi alla somma ($\text{Ca}^{++} + \text{Mg}^{++}$) in relazione ai rispettivi valori di reazione per i solfati (da FIDELIBUS, 1993).

- Modified Chebotarev charts to recognize different hydro-chemical facies: a) Reaction values of the sum ($\text{Na}^+ + \text{K}^+ + \text{Mg}^{++}$) against the corresponding reaction values for bicarbonates; b) reaction values of the sum ($\text{Ca}^{++} + \text{Mg}^{++}$) against the reaction values for sulphates (from FIDELIBUS, 1993).

lata coinvolta nel mescolamento. Alcune valutazioni in tal senso sono state condotte in Puglia al fine di formulare ipotesi sull'età dell'acqua di mare coinvolta nel mescolamento con le acque dolci di falda. Sulla base dei rapporti esistenti tra TDS, Ca^{++} e Li^+ (figg.

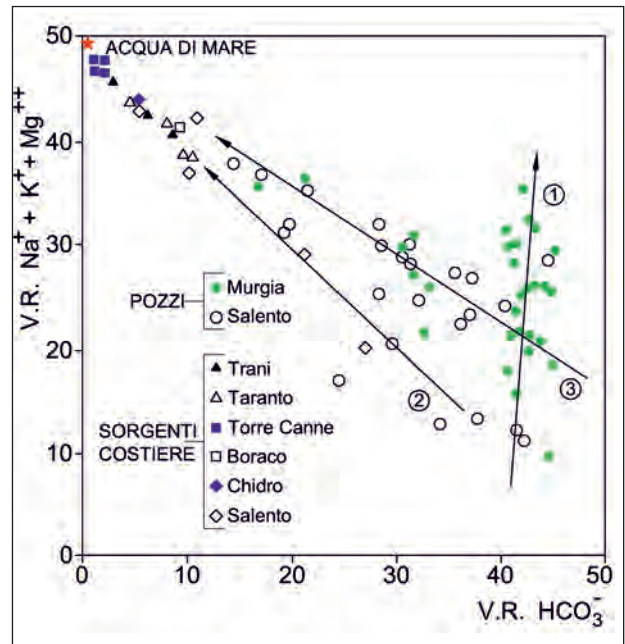


Fig. 9.31 - Analisi delle relazioni esistenti tra $\text{Na}^+ + \text{K}^+ + \text{Mg}^{++}$ e HCO_3^- per il riconoscimento di diversi trends evolutivi: 1) arricchimento in Mg^{++} per interazione con rocce dolomitiche; 2) mescolamento con acque di mare di acque poco evolute; 3) evoluzione da acque di tipo "medio" verso acque di mare (da ALAIMO et alii, 1988).

- Analysis of relationships between $\text{Na}^+ + \text{K}^+ + \text{Mg}^{++}$ and HCO_3^- to identify different evolution trends: 1) Mg^{++} enrichment by interaction with dolomite rocks; 2) mixing with poorly evolved sea water; 3) evolution from "medium" type waters to sea waters (from ALAIMO et alii, 1988).

9.32 e 9.33), FIDELIBUS & TULIPANO (1990) concludono che le sorgenti costiere del Salento drenano acque salate di recente ingressione, le sorgenti della Murgia Nord-Est coinvolgono acque salate più mature, mentre molto invecchiate sono le acque miscelate con le sorgenti della Murgia Sud-Est. Per le sorgenti costiere del Gargano, invece, FIDELIBUS (1994), ha proposto di relazionare le concentrazioni dei costituenti, maggiori o minori, con le concentrazioni in cloruri per ricostruire le caratteristiche delle acque salate di mescolamento drenate dai vari fronti sorgentizi. Dal confronto tra i valori osservati e quelli attesi per un puro mescolamento tra un'acqua dolce e un'acqua di mare attuale, si osservano deviazioni in eccesso o in difetto (fig. 9.34). L'andamento del mescolamento reale non è, in generale, orientato verso il punto rappresentativo dell'acqua di mare attuale, ma risponde ad un capostipite salino avente caratteristiche più simili a quelle intercettate nei calcari mesozoici di base del Tavoliere, rappresentati in figura 9.34 per il pozzo Ricciardi.

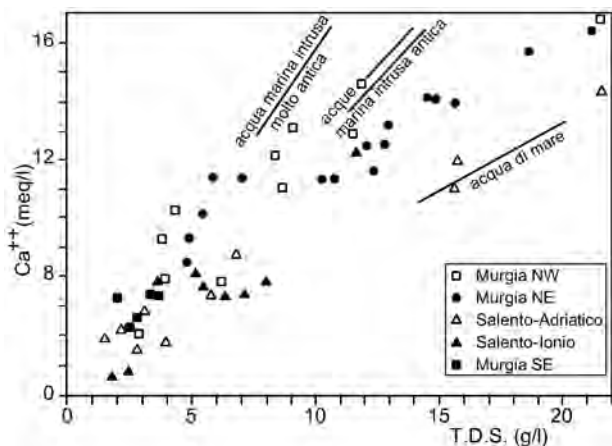


Fig. 9.32 - Concentrazioni del Ca^{++} nelle acque delle sorgenti costiere della Murgia e del Salento in relazione al relativo contenuto salino totale (TDS) con indicazione delle rette rappresentanti l'origine della componente salata coinvolta nel mescolamento (da FIDELIBUS & TULIPANO, 1990).

- Ca^{++} concentration in coastal springs of Murgia and Salento against the corresponding total salt content (TDS), with indication of the lines representing the origin of the salt component involved in mixing (after FIDELIBUS & TULIPANO, 1990).

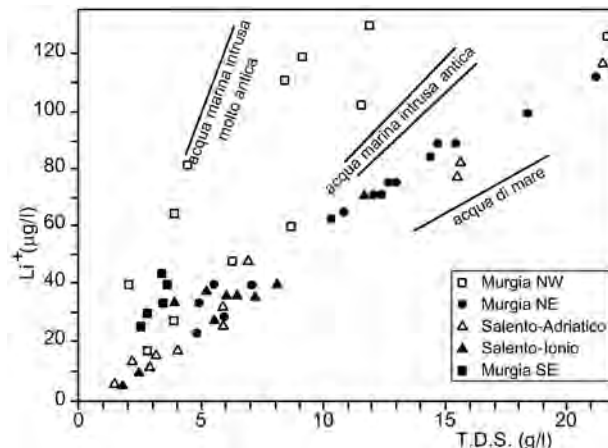


Fig. 9.33 - Concentrazioni di Li^+ nelle acque delle sorgenti costiere della Murgia e del Salento in relazione al relativo contenuto salino totale TDS con indicazione delle rette rappresentanti l'origine della componente salata coinvolta nel mescolamento (da FIDELIBUS & TULIPANO, 1990).

- Li^+ concentration in coastal springs of Murgia and Salento against the corresponding total salt content (TDS), with indication of the lines representing the origin of the salt component involved in mixing (from FIDELIBUS & TULIPANO, 1990).

9.6.3. - La caratterizzazione chimica delle acque di falda nello studio della riattivazione dei fenomeni carsici e dei processi di dolomitizzazione

In presenza di carbonati, un'acqua sotterranea che sia in equilibrio o sottosatura rispetto alla calcite, quando si miscela con un'acqua di mare normalmente sovrassatura genera una miscela che è sottosatura. In particolare, l'inquinamento marino, apportando ioni Mg^{++} e Na^+ alle acque di falda, causa indirettamente un'aggressività delle acque nei riguardi della roccia. Pur restando costante la pressione parziale della CO_2 , infatti, l'arricchimento di Mg^{++} e Na^+ porta alla formazione di ioni complessi del tipo MgHCO_3^+ , NaCO_3^- e del composto insolubile MgCO_3 . Lo ione HCO_3^- , sottratto al sistema $\text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O} - \text{CaCO}_3$, viene restituito con ulteriore solubilizzazione della roccia e con aumento della solubilità limite del CaCO_3 .

Con inquinamenti salini di entità variabile tra il 2 e il 9% si misurano in genere valori di contenuto in Ca^{++} , Mg^{++} e HCO_3^- molto maggiori di quelli che si avrebbero per semplice mescolamento stechiometrico; in figura 9.35 appare netto l'effetto dell'inquinamento marino sulle acque di

falda. La figura mostra anche che le acque salmastre confinate hanno un contenuto in bicarbonati maggiore. L'ulteriore aumento della concentrazione salina e l'arricchimento in ioni SO_4^- arrestano invece il fenomeno di dissoluzione (COTECCHIA, 1980; COTECCHIA *et alii*, 1975).

Le concentrazioni di bicarbonato nelle acque sotterranee dolci e salmastre sono in media circa il doppio di quelle delle sottostanti acque di mare sotterranee, mentre la concentrazione media dei bicarbonati delle acque di mare sotterranee è simile a quella delle acque di mare attuali, ma il valore totale del carbonio, e quindi dell'anidride carbonica libera, è decisamente maggiore (fig. 9.36). L'ingresso di acque di mare nel continente porta, quindi, alla migrazione della CO_2 dalle acque sotterranee dolci e salmastre verso le sottostanti acque di mare intruse, a causa della maggiore pressione parziale della CO_2 nell'ambiente sotterraneo (COTECCHIA *et alii*, 1974b). L'acquifero, quindi, presenta carsismo attivo in corrispondenza dei livelli più profondi della falda e lungo le fasce costiere, laddove l'efflusso delle acque subisce l'inquinamento diretto da parte del mare nel quale la falda va a scaricarsi.

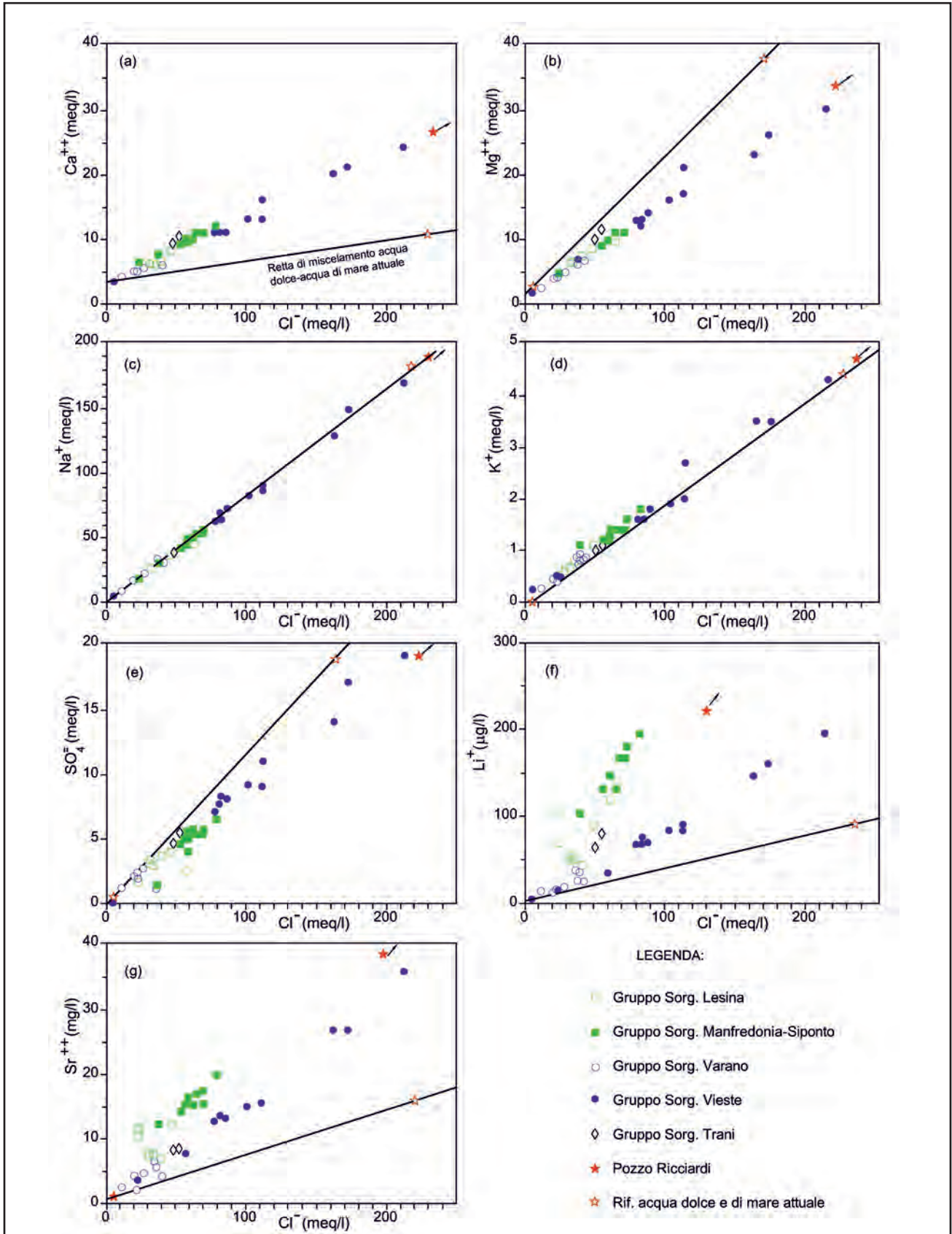


Fig. 9.34 - Concentrazioni di alcuni costituenti maggiori e minori in rapporto alle concentrazioni di Cl^- per le acque delle sorgenti costiere del Gargano e della Murgia Nord-occidentale (da FIDELIBUS, 1994).

- Concentrations of some major and minor constituents against Cl^- concentrations for coastal springs of Gargano and north-western Murgia (from FIDELIBUS, 1994).

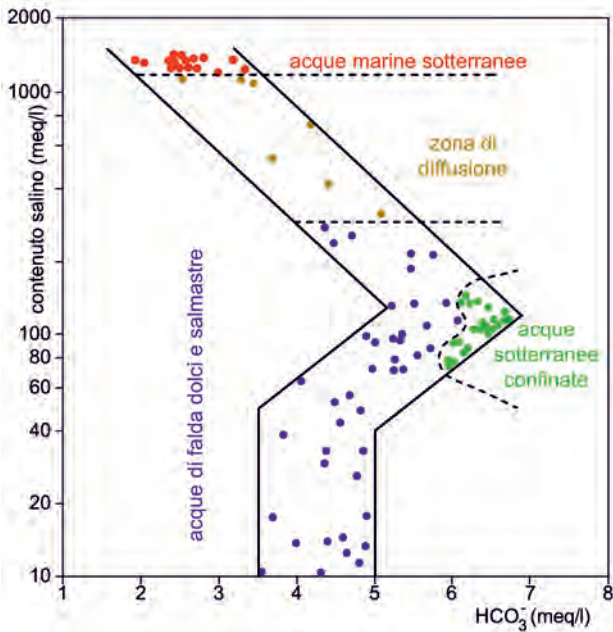


Fig. 9.35 - Variazione dei contenuti in bicarbonati in relazione al contenuto salino (da COTECCHIA *et alii*, 1974).

- Variation in bicarbonate contents against salt content (from COTECCHIA *et alii*, 1974).

Gli indici di saturazione in Ca^{++} delle acque sotterranee indicano valori di sovra-saturazione in corrispondenza dei livelli più superficiali della falda (con contenuti salini tra 0,2 e 0,5 g/l), nella zona di diffusione e nelle acque marine sotterranee. Valori di sotto-saturazione si rinvergono invece nelle acque aventi contenuti salini tra 0,9 e 4 g/l (COTECCHIA *et alii*, 1975).

Il confronto della concentrazione reale del $\text{Ca}^{++}[\text{Ca}]_r$ con quella teorica che l'acqua sotterranea avrebbe se fosse satura rispetto al $\text{CaCO}_3[\text{Ca}]_t$, fornisce una base per la valutazione dello stato attuale dell'acqua e delle sue possibilità di evoluzione nei confronti del fenomeno carsico. Una volta che si sia definito l'indice di saturazione:

$$\text{I.S.} = ([\text{Ca}]_r - [\text{Ca}]_t) / [\text{Ca}]_r \quad (9.7)$$

si possono classificare le acque come sovrassature (I.S.>0), o sottosature (I.S.<0) (TADOLINI *et alii*, 1982). La rappresentazione areale dell'I.S. eseguita lungo la costa ionica della Penisola Salentina (fig. 9.37), indica, ad esempio, che i valori più alti caratterizzano le acque campionate in pozzi entroterra, mentre man mano che ci si avvicina alla costa l'acqua mostra la tendenza a portarsi da una condizione di sovrassaturazione a quella di sottosaturazione.

Un altro processo possibile, a contatto tra acque salmastre e rocce carbonatiche, è il processo di dolomitizzazione, per cui nella zona di transizione le acque sono anche sovrassature rispetto alla dolomite. Un acquifero carbonatico, quindi, in presenza di acque salmastre, può subire contemporaneamente dissoluzione di calcite e dolomitizzazione (FIDELIBUS, 1994); tale contemporaneità spiega la generale prevalenza, nelle acque salmastre delle sorgenti, di un eccesso in calcio rispetto al deficit in magnesio.

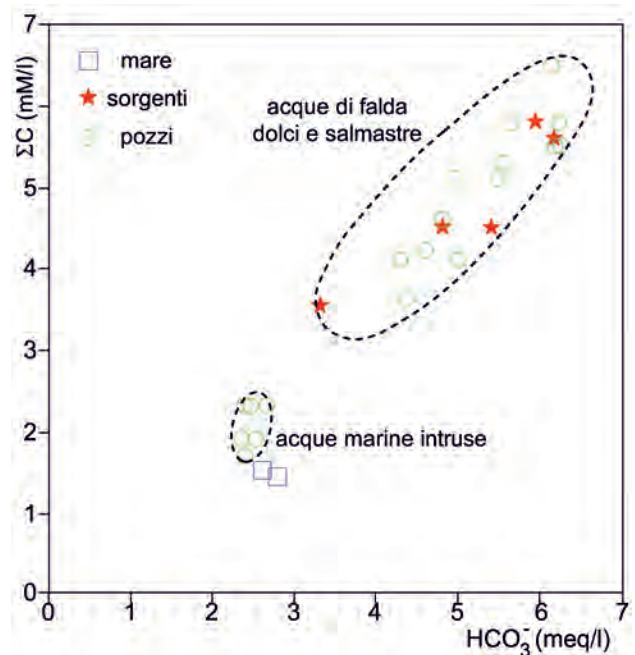


Fig. 9.36 - Relazione tra il contenuto in carbonio e i bicarbonati in acque di falda dolci, salmastre e di acque marine intruse (da COTECCHIA *et alii*, 1974).

- Relationship between carbon and bicarbonates contents in fresh and brackish groundwater and in intruded seawater (from COTECCHIA *et alii*, 1974).

9.7. - IL CAMPIONAMENTO DELLE ACQUE SOTTERRANEE

Una delle parti fondamentali del processo di misura, non sempre tenuta in adeguata considerazione, è il prelievo del campione di acqua sotterranea. Spesso nei laboratori si fanno enormi investimenti nell'acquisto di strumentazioni sofisticate, che diano luogo a risultati più accurati, ma non si è coscienti che una parte sostanziale della varianza totale dei risultati delle misure è connessa alle

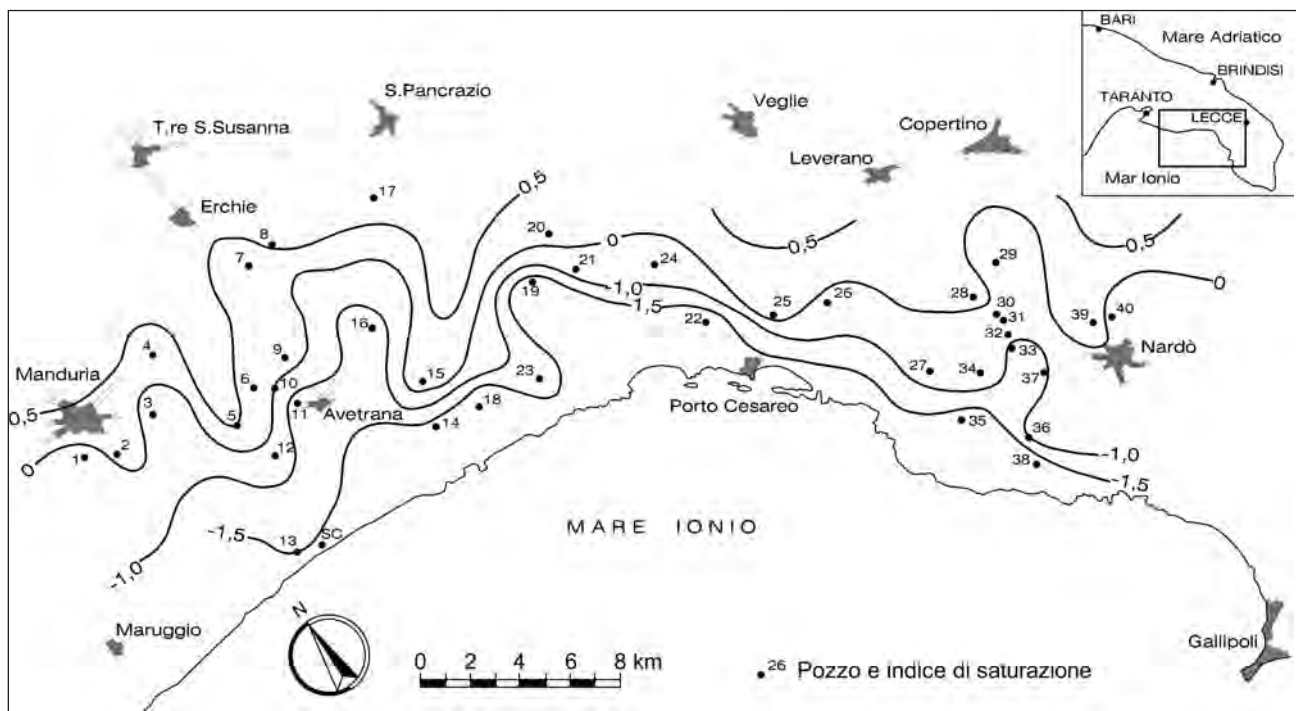


Fig. 9.37 - Distribuzione dei valori dell'indice di saturazione lungo la costa ionica del Salento. L'indice di saturazione esprime il confronto della concentrazione reale di Ca^{++} con quella teorica che l'acqua sotterranea avrebbe se fosse satura rispetto al CaCO_3 (da TADOLINI *et alii*, 1982).
 – Distribution of saturation index values along the Ionian coast of Salento. The saturation index expresses the comparison between actual Ca^{++} concentration with the theoretical concentration of groundwater, in case this was saturated with CaCO_3 (from TADOLINI *et alii*, 1982).

procedure di campionamento e alla rappresentatività del campione prelevato.

Le operazioni di campionamento devono essere effettuate sulla base di un programma che deve contemplare l'obiettivo ed i caratteri del sito di campionamento e, su tali basi, definire la strategia con l'indicazione delle matrici da campionare, delle metodiche di campionamento, del numero di campioni, della durata e della frequenza del campionamento stesso. Alla luce di tali condizioni si potrà pianificare il numero di addetti con date competenze da coinvolgere nelle operazioni di campionamento, la logistica (mezzi di trasporto, luoghi di accesso, ecc.), le modalità di trasporto e conservazione dei campioni.

Inoltre, preliminarmente al campionamento, è bene realizzare nel pozzo di prelievo un carotaggio multiparametrico. L'esame dei dati ivi rilevati fornirà infatti indicazioni sulla possibile variazione delle caratteristiche chimico-fisiche delle acque sotterranee con la profondità e consentirà di stabilire il numero di campionamenti in funzione della stratificazione delle acque stesse.

9.7.1. - Operazioni di spurgo del pozzo

Tale operazione consiste nell'asportazione dell'acqua, presente nella colonna idrica del pozzo, che non costituisce una matrice rappresentativa della qualità delle acque sotterranee che si intende campionare. Spesso si assume, in prima istanza, che tale acqua coincide con il volume di fluido presente nel pozzo in condizioni statiche.

Lo spurgo dovrà essere protratto fino al conseguimento di almeno una delle seguenti condizioni: eliminazione di un volume d'acqua pari a 4÷6 volte quello contenuto nel pozzo e raggiungimento di venute d'acqua chiarificata, stabilizzazione dei valori di temperatura, pH, conducibilità elettrica, potenziale Redox, Ossigeno disciolto e torbidità misurati in continuo.

9.7.2. - Metodiche di campionamento

Il campionamento delle acque sotterranee in pozzi può essere di tipo dinamico, statico e *Low Flow* (Basso flusso) (AA. VV., 2003; EPA, 1996).

9.7.2.1. - Campionamento dinamico

Subito dopo l'effettuazione dello spurgo, il prelievo del campione avviene mediante emungimento di acqua per mezzo di pompa sommersa. Dal campionamento dinamico si ottiene un campione composito di acque provenienti da differenti profondità e quindi solo approssimativamente rappresentativo della composizione media delle acque sotterranee. Nel caso di pozzi penetranti in acquiferi ove la falda captata galleggia su acqua di mare, è necessario adottare una durata del pompaggio tale da determinare una stabilizzazione della salinità dell'acqua. In tal caso è quindi opportuno eseguire più campionamenti.

9.7.2.2. - Campionamento statico

Tale campionamento permette il prelievo di campioni a diverse profondità nei tratti filtranti del pozzo, con il conseguimento quindi di dati chimici rappresentativi delle acque di falda in punti specifici dell'acquifero. Il numero di campioni da prelevare e la loro profondità possono essere programmati sulla base dei risultati di un carotaggio multiparametrico nel pozzo.

Il campionamento deve sempre partire dall'alto e l'attrezzatura deve essere decontaminata nei successivi campionamenti se non si utilizza materiale monouso. Inoltre, deve essere posta molta attenzione al fine di evitare fenomeni di rimescolamento delle acque all'interno del pozzo e movimentazione di eventuali sedimenti depositatisi al fondo.

9.7.2.3. - Campionamento *Low-Flow*

Quando le operazioni di spurgo risultano difficili a causa di una scarsa produttività del pozzo, per non arrecare eccessivo disturbo al naturale deflusso delle acque sotterranee, è opportuno adottare la tecnica del campionamento *Low-Flow* (bassa portata) (EPA, 1996). Esso è riferito alla velocità con la quale l'acqua entra nell'aspirazione della pompa.

L'obiettivo è di estrarre l'acqua in modo tale da minimizzare il disturbo (v. abbassamento del livello) impartito al sistema. Generalmente viene uti-

lizzata una portata di 0.1-0.5 l/min anche se tale valore è legato alle condizioni idrogeologiche caratteristiche del sito. Alcune formazioni a granulometria grossolana sono campionate con velocità anche di 1 l/min.

L'efficacia di un campionamento *Low-Flow* dipende soprattutto dal corretto posizionamento della zona finestrata e dalla sua lunghezza. Se si desidera un'alta risoluzione nel campionamento, è necessario utilizzare zone finestate non superiori al metro.

Utilizzando le tecniche di campionamento *Low-Flow* è possibile isolare la zona finestrata dalla colonna d'acqua stagnante che la sovrasta. Infatti, se l'aspirazione della pompa è posizionata all'interno dell'area finestrata, la maggior parte dell'acqua verrà aspirata direttamente dall'acquifero, minimizzando così miscelazione ed interferenze con l'acqua stagnante del pozzo.

9.8. - ISPEZIONI TELEVISIVE IN FORO

L'ispezione televisiva in foro è una metodologia di indagine, già utilizzata in campo oceanografico, che si è sviluppata grazie alla disponibilità di apparecchiature di dimensioni contenute in grado di operare in pozzi ed all'utilizzo di sensori CCD ad alta risoluzione e dei sistemi di illuminazione a LED, che richiedono basse potenze per alimentare il sistema televisivo.

Si utilizza una telecamera a colori, alloggiata in un contenitore cilindrico o sferico (fig. 9.38). La telecamera, dotata di brandeggio nel piano verticale di oltre 90° e rotazione su 360° nel piano orizzontale, consente una visione di insieme del perforo con la possibilità di ripresa di dettagli in parete e la valutazione delle dimensioni ed eventuale inclinazione del particolare ripreso (frattura, spessore di strato, ecc.).

Le ispezioni televisive offrono quindi la possibilità di investigazioni dettagliate, consentendo di acquisire informazioni sulla litologia, lo spessore degli strati, la presenza di inclusioni di terra rossa, il grado di fratturazione, l'orientazione delle fratture, la presenza di fagliamenti (fig. 9.39).

Particolare interesse deriva dalla possibilità di operare sia nella porzione insatura che nella por-



Fig. 9.38 - Particolare della telecamera utilizzata per le ispezioni televisive in foro.

– Detail of the camera used for inspections in the bore.

zione acquifera, compatibilmente con le condizioni di visibilità derivanti dalla presenza di materiali fini in sospensione. Infatti, l'applicazione di tale metodologia di indagine nelle formazioni permeabili per fratturazione e carsismo consente di individuare i livelli di deflusso preferenziale delle acque di falda e correlarli a motivi tettonici o sistemi evolutivi del fenomeno carsico.

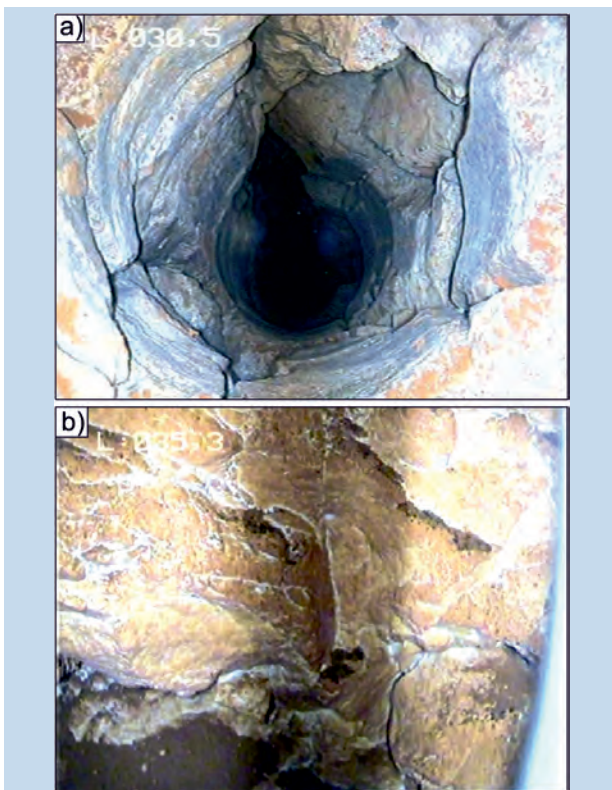


Fig. 9.39 - a) Sistema di fratturazioni interessante l'ammasso roccioso attraversato dal pozzo nei pressi della sorgente del Chidro (Taranto); b) particolare delle concrezioni carbonatiche.

- a) Fracturing system of the drilled rock mass in proximity of the Chidro spring (Taranto); b) detail of carbonate concretions.