

2. - CARATTERI IDROGEOLOGICI DELLA REGIONE IN GENERALE

2.1. - CENNI DI IDROGEOLOGIA DELLA REGIONE PUGLIA

Nel presente paragrafo si anticipano, per sommi capi, i lineamenti di una regione particolarmente complessa sotto il profilo idrogeologico, costituita com'è da ambienti variegati ed estesi che richiedono, necessariamente, una predisposizione sommaria. Qui di seguito si riporta, dunque, una pre-definizione degli argomenti trattati nella Monografia, così da facilitarne la comprensione.

2.1.1. - *Generalità*

Le caratteristiche geologiche, strutturali e morfologiche della regione Puglia hanno consentito la formazione di cospicui corpi idrici sotterranei, contenuti fondamentalmente nelle successioni carbonatiche mesozoiche e, solo in subordine, mioceniche e quaternarie.

Le successioni mesozoiche costituiscono l'ossatura del sistema idrogeologico pugliese e ne contengono le maggiori riserve idriche. La notevole presenza di affioramenti calcarei fessurati e carsicizzati, fortemente permeabili all'acqua, non ha consentito lo sviluppo di una vera e propria idrografia superficiale, ad eccezione del Tavoliere di Foggia; in quest'ultimo caso, infatti, la presenza di argille azzurre plio-pleistoceniche e di depositi clastici sovrastanti i calcari di base, ha favorito la formazione di corsi d'acqua a regime essenzialmente torrentizio che, solcando gli affioramenti alluvionali, si riversano nel Mar Adriatico.

Le acque meteoriche riescono ad infiltrarsi agevolmente nel sottosuolo, con modalità legate alle locali condizioni morfologiche, geologico-strutturali e di permeabilità dei terreni e delle rocce affioranti. Le piogge costituiscono l'unica fonte di alimentazione delle falde regionali, appartenenti sia ai corpi acquiferi estesi e profondi del Mesozoico, sia ad acquiferi minori, presenti in formazioni di età miocenica o quaternaria del Tavoliere, della Piana di Brindisi, delle piane costiere dell'Arco Ionico Tarantino e del Salento (tav. 1 f.t.). I corpi idrici contenuti in questi ultimi acquiferi, permeabili vuoi solo per fratturazione non intensa, vuoi anche per porosità, vengono spesso definiti, anche nella letteratura scientifica, falde superficiali. E qui val la pena sottolineare che la distinzione tra "falda profonda" e "falda superficiale" non è dettata dalla quota entro cui sono rinvenuti i corpi idrici: la differenziazione è in realtà adottata per distinguere la circolazione idrica di base, definita anche carsica, da quella riscontrabile, in particolari condizioni geologico-strutturali, in depositi più recenti, sovrastanti la successione carbonatica di base. Singolarmente può infatti accadere che la "falda profonda" si rinvenga a pochi metri dal piano campagna, come accade, ad esempio, nelle aree costiere, e che la "falda superficiale" si individui invece a profondità anche di diverse decine di metri (COTECCHIA *et alii*, 1957; ZORZI & REINA, 1962).

2.1.1.1. - I primi studi degli anni '50 e la scoperta dell'intrusione marina

Le prime sistematiche ricerche condotte all'inizio degli anni '50, consentirono già di evidenziare la peculiarità del sistema idrogeologico pugliese, in cui le formazioni carbonatiche carsiche, affioranti o meno, sono sempre esposte al fenomeno dell'intrusione marina e finiscono con l'essere particolarmente vulnerabili all'infiltrazione dalla superficie di sostanze inquinanti. Questi primi studi, finanziati dalla Cassa per il Mezzogiorno, si basarono su elementi ottenuti dalla perforazione di 143 pozzi, distribuiti sul territorio regionale tra il fiume Ofanto ed il fiume Bradano, cui si aggiunsero quelli desunti da perforazioni eseguite in precedenza dall'Ente Irrigazione, nell'ambito di ricerche svolte, con fondi del Ministero dell'Agricoltura e Foreste, per approfondire le conoscenze in merito alla "falda profonda" del territorio compreso fra l'Ofanto e S. Maria di Leuca (fig. 2.1). I pozzi in questione furono eseguiti, però, lungo la sola fascia costiera, ove le quote del piano campagna consentivano di raggiungere agevolmente, visti i mezzi di perforazione disponibili all'epoca, la falda profonda contenuta nei calcari mesozoici. Al tempo lo sfruttamento della falda era invero modesto, al punto che le condizioni idrogeologiche allora determinatesi sarebbero oggi paragonabili ad una condizione indisturbata per la falda stessa. Per l'occasione venne avviato un censimento delle opere di captazione, che consentì di stimare in appena 450 il numero dei pozzi esistenti, molti dei quali a scavo, muniti di "norie" a trazione umana o animale (fig. 2.2). Considerata l'importanza che tale ricerca – sorta di punto di partenza di tutte le successive indagini sull'argomento – ha avuto per lo studio dei corpi idrici della nostra regione, alcuni fondamentali scritti, che ne riassumono i risultati, sono stati inseriti nel DVD allegato alla presente Monografia, (COTECCHIA, 1955, 1958; COTECCHIA *et alii*, 1957).

Il fenomeno dell'intrusione marina nel continente interessa quasi ovunque, e con continuità, il territorio pugliese (COTECCHIA, 1963, 1977, 1979): è nota, infatti, la intercomunicazione sotterranea tra mare Ionio e mare Adriatico nell'ambito delle formazioni carbonatiche mesozoiche e mioceniche del Salento (fig. 2.3). Acqua di mare è stata inoltre

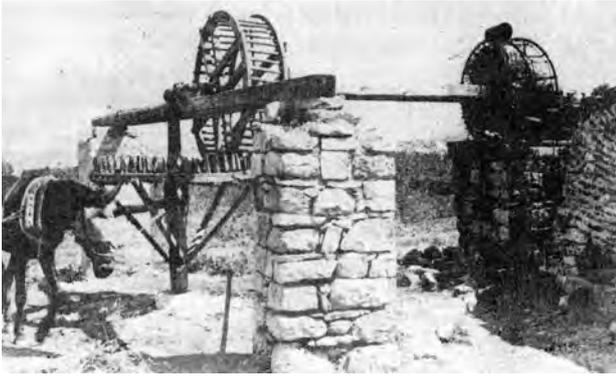


Fig. 2.2 - Venivano definite norie (in arabo *nâ'urâ*), in genere azionate da animale, le ruote meccaniche attingenti acque sotterranee da profondità modeste o discrete da pozzi a scavo lungo le coste pugliesi.

– A noria (from the Arabic term *nâ'urâ*) consists of a vertical wheel, usually driven by animals, which draws shallow or moderately deep groundwater through wells dug along the Apulian coasts.

rinvenuta nei calcari di base, sottostanti ai terreni pleistocenici del Tavoliere, sino a profondità dell'ordine dei 1000 m ed a notevole distanza dalla linea di costa (fig. 2.4). Acqua salmastra o salata di presumibile origine marina è stata intercettata anche nel complesso carbonatico murgiano, a circa 2000 m di profondità, in particolare nel pozzo Gaudiano eseguito dall'AGIP per ricerche petrolifere a circa 45 km di distanza dal mare (COTECCHIA, 1965, 2001), nonché nel basamento carbonatico sottostante ai terreni alloctoni in corrispondenza della Val Bradano, a profondità dell'ordine di migliaia di metri (tab. 2.1). Circostanza, questa, accertata grazie alla raccolta dati eseguita nell'ambito del progetto VIDEPI (VISibilità Dati Esplorazione Petrolifera in Italia), proposto e diretto dal Servizio Geologico Italiano e finanziato dall'Assomineraria (Associazione delle Compagnie Petrolifere in Italia).

La permeabilità delle formazioni rocciose presso costa consente dunque l'ingressione delle acque marine nel continente, che si dispongono, per motivi di

densità, alla base della falda di acqua dolce, costituendone il livello inferiore. La falda profonda presenta quindi i suoi punti di emergenza ove gli affioramenti cretacei raggiungono il mare (fig. 2.1), sicché, procedendo dalla costa verso l'interno del continente, la superficie piezometrica sale assai dolcemente, a causa dell'elevata permeabilità della formazione rocciosa (tavv. 3, 4 f.t.). L'incremento della quota piezometrica della falda determina il progressivo approfondimento delle acque marine intruse nel continente (fig. 2.5), secondo leggi idrauliche di cui sarà data ampia descrizione nel paragrafo 2.3 e nel capitolo 5.

La superficie di separazione tra la falda di acqua dolce e la sottostante acqua di mare di intrusione continentale è in genere denominata "interfaccia", anche se ad essa corrisponde in realtà una zona di transizione, ove la salinità dell'acqua cresce gradualmente dai valori della falda di acqua dolce ai valori dell'acqua di mare, e il cui spessore è funzione di numerosi parametri, come la permeabilità del mezzo, le sue condizioni geo-strutturali, la distanza dalla costa e l'entità delle oscillazioni piezometriche di falda, dovute principalmente alla ricarica e alle maree.

2.1.1.2. - Chimismo della falda profonda

La falda di acqua dolce presenta valori di salinità che possono essere più o meno influenzati dalle acque marine alla base; si passa infatti da valori molto ridotti, anche inferiori a 400 mg/l, a valori di diversi grammi per litro. Ciò va letto in relazione ai fenomeni di mescolamento che hanno parte nell'acquifero; in pratica, procedendo dalle zone interne verso la costa, si osserva spesso il passaggio da acque di tipo oligominerale ad acque fortemente salmastre, inutilizzabili a volte persino in

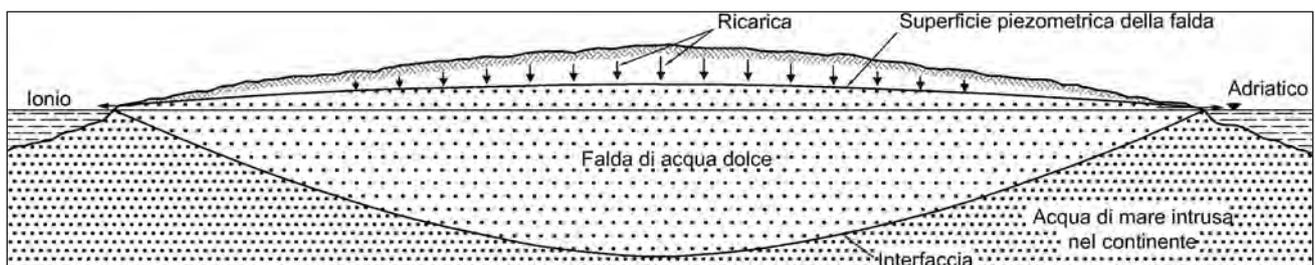


Fig. 2.3 - Preliminare schematizzazione dell'intrusione marina in Salento, così come indicativamente rappresentata nei primi anni '50 (da COTECCHIA et alii, 1957).

– Preliminary sketch of seawater intrusion in Salento, dating back to the early 1950s (from COTECCHIA et alii, 1957).

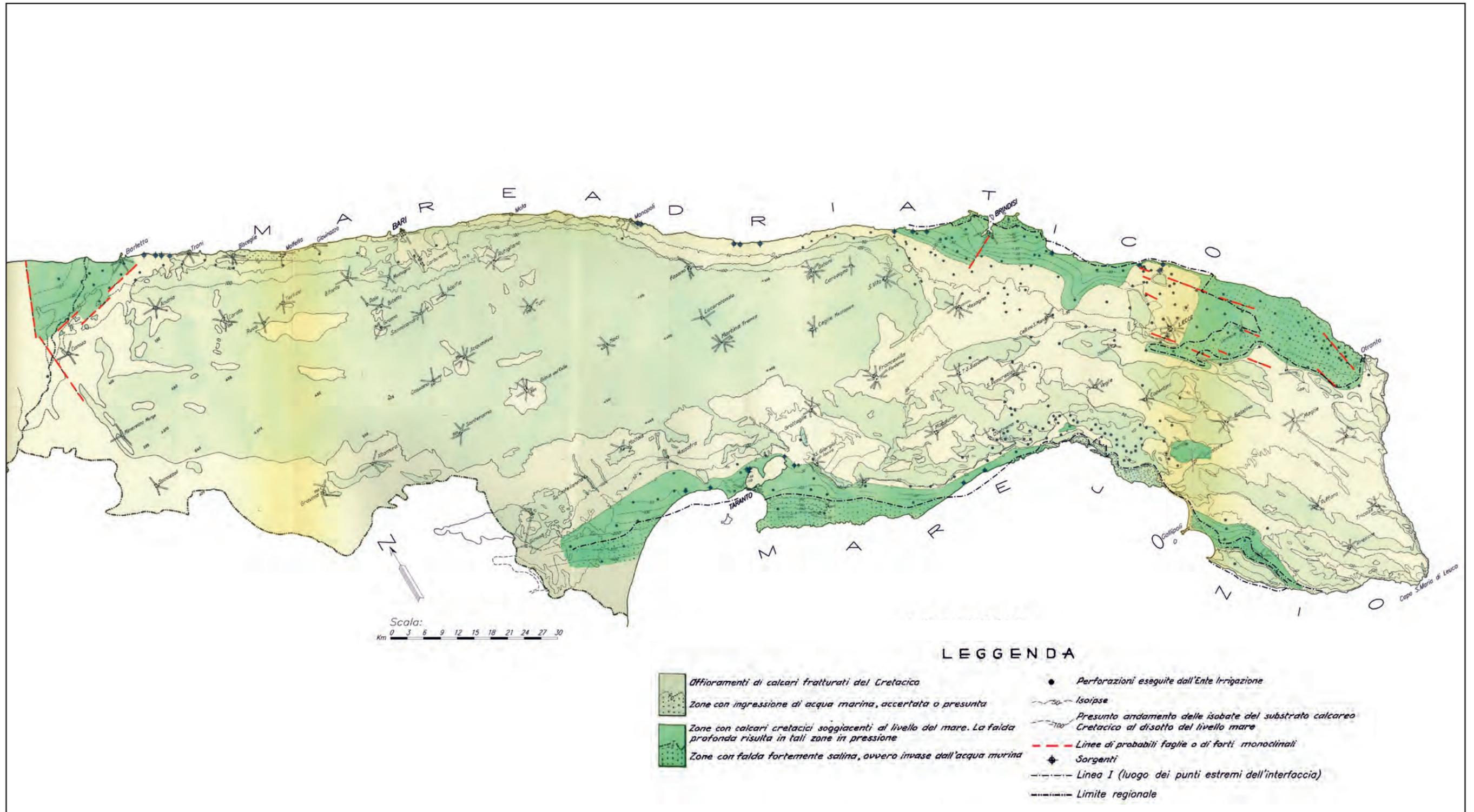


Fig. 2.1 - Caratteristiche della falda profonda della Penisola Salentina in rapporto all'andamento del tetto dei calcari fratturati del Cretacico, con indicazione dei pozzi utilizzati nell'ambito delle prime ricerche sulle acque sotterranee della Regione condotte negli anni '50 (mod., da COTECCHIA et alii, 1957).
 - Characteristics of the deep-aquifer groundwater of the Salento Peninsula in relation to the top of the Cretaceous fractured limestones, with indication of the wells used for the early research works conducted in the 1950s in the region (modified from COTECCHIA et alii, 1957).

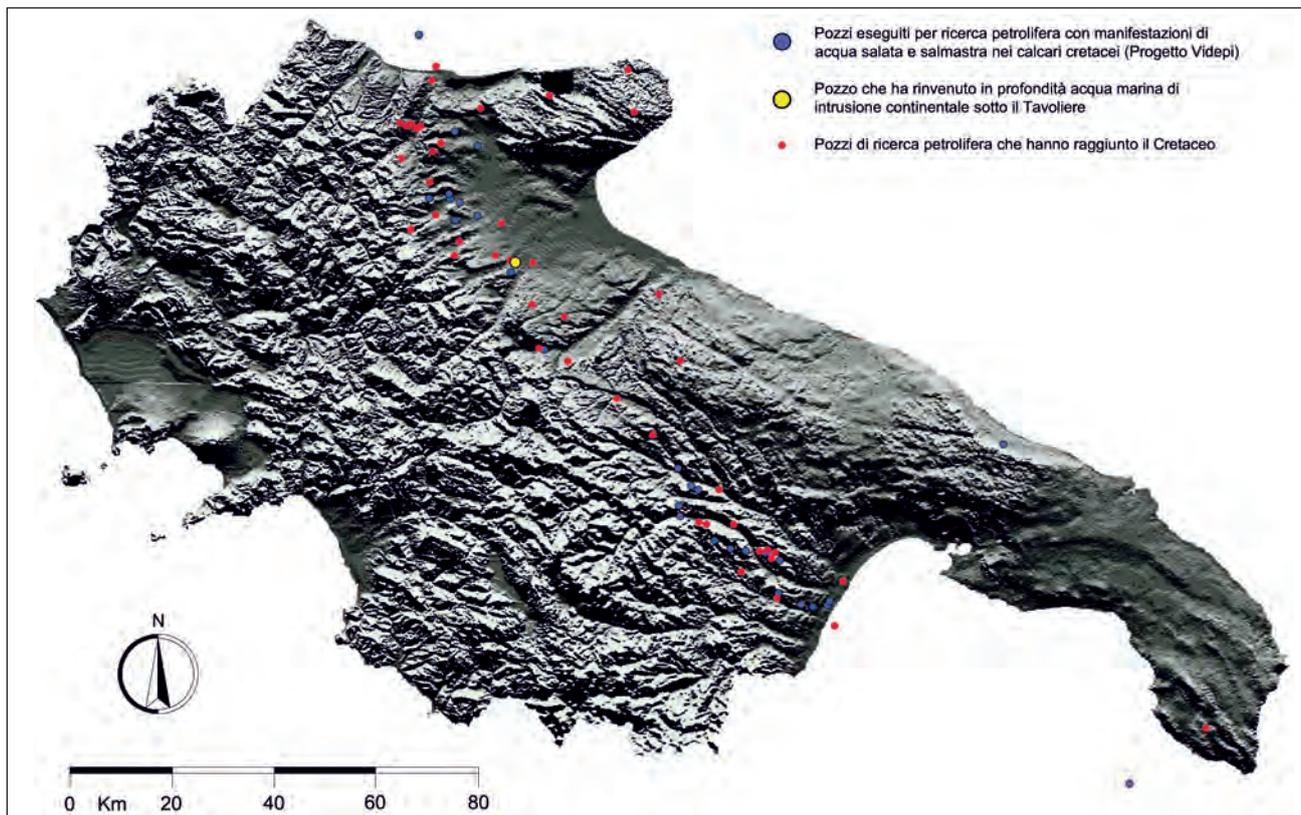


Fig. 2.4 - Ubicazione dei pozzi profondi che hanno rinvenuto acqua salata di probabile origine marina nei calcari cretacei dell'avanfossa bradanica e nei pozzi che hanno raggiunto il Cretaceo sottostante al Tavoliere di Foggia.

– Location of the deep wells that draw salty water of likely marine origin in the Cretaceous limestones of the Bradano Foredeep, and in the wells penetrating into the Cretaceous bedrock underlying the Tavoliere of Foggia.

agricoltura, anche nelle porzioni più superficiali della falda. La spiegazione di tale passaggio risiede nelle condizioni idrogeologiche locali in cui scorre la falda. Generalmente, la salinità della falda, è, infatti, variabile in ragione della velocità delle acque sotterranee, della quota piezometrica della falda e della distanza dalla costa, nonché della profondità, anche nelle porzioni superiori, ove la falda è in genere costituita da acque dolci. In proposito va sottolineato che la distribuzione della concentrazione salina rappresentata nella *Carta Idrogeologica* (tav. 4 f.t.) è relativa solo alle porzioni più superficiali della falda, ed è stata determinata secondo metodologie illustrate nel capitolo 3.

La realizzazione di pozzi spia, ossia di pozzi che attraversano l'intero spessore della falda di acqua dolce per poi penetrare nell'acquifero a profondità dove è presente l'acqua di mare, ha consentito di rilevare la variazione della salinità delle acque di falda con la profondità. Nella figura 2.6 sono ubicati alcuni "pozzi spia" realizzati tra la fine degli

anni '60 e l'inizio degli anni '70 nella penisola salentina, mentre nella figura 2.7 si riporta l'andamento della concentrazione salina in essi rilevata. L'incremento di spessore della falda di acqua dolce all'aumentare della distanza dalla costa, è qui evidente, ad eccezione dei pozzi CH1, CH2 e TA. In questi ultimi, infatti, pur essendo prossimi alla costa, è stato misurato un elevato spessore della falda imputabile al notevole carico piezometrico della falda stessa (tav. 4 f.t.) determinato, a sua volta, da particolari condizioni idrogeologiche locali, che saranno illustrate in seguito. Si rileva, in ogni caso, che in corrispondenza dei pozzi più vicini alla costa la zona di transizione presenta quasi sempre uno spessore molto ridotto.

Sempre con riferimento alle zone interne della Penisola Salentina, l'influenza marina con la profondità si rileva anche dallo studio dei caratteri chimici delle acque di falda, quando si considerano campioni d'acqua prelevati a profondità sempre maggiori (fig. 2.8): al crescere della profondità si

Tab. 2.1 - *Elenco dei pozzi profondi eseguiti per ricerca petrolifera che hanno rinvenuto acqua salmastra o salata nei calcari cretacei (da PROGETTO VIDEPI).*

– List of the deep wells drilled for oil explorations, where brackish or salty water from Cretaceous limestonewas found (from PROGETTO VIDEPI).

ID	UBICAZIONE	LOCALITÀ	PROVINCIA	NOME POZZO	ANNO	PROFONDITÀ (m)	QUOTA P.C. (m)	QUOTA CRETACEO (m)	PROFONDITÀ CAMPIONAMENTO (m)	CONCENTRAZIONE SALINA (g/l)
228	Terra	ANDRIACE	MT	ANDRIACE 001	1979	2408	128	-2255	2387 - 2408 m	56.50
683	Terra	TRICARICO	MT	BASENTO 001	1962	2323	565	-1585	2153 - 2180 m	32.50
1103	Terra	CAMPOMAGGIORE	MT	CAMPOMAGGIORE 001	1969	2782	216	-2540	2757 - 2782 m	20.70
2206	Terra	SERRA CAPRIOLA	FG	COTINONE 001	1984	432	103	-317	400 - 432 m	30.60
2236	Mare	BR149.AG	ZB	CRISTINA 001	1981	1524	27	-1469	1490 - 1524 m	31.90
2545	Terra	FERRANDINA	MT	FERRANDINA 016	1960	1716	464	-1225	1689,9 - 1715,7 m	47.06
2579	Terra	FIUME BASENTO	MT	FIUME BASENTO 001	1980	1684	11	-1649	1659,8 - 1684 m	46.10
2582	Terra	FIUME BASENTO	MT	FIUME BASENTO 004	1985	2198	85	-2096	2169 - 2198 m	41.40
3045	Terra	GRASSANO	MT	GRASSANO 001	1962	1143	463	-675	1143	salata
3046	Terra	GRASSANO	MT	GRASSANO 002	1964	1177	373	-797	1171,5 - 1177,2 m	8.00
3240	Terra	LAVELLO	FG	LAVELLO 002	1962	2626	173	-2211	2389 - 2418 m	54.95
3298	Mare	DR 14.AG	ZD	LIETA 001	1973	590	14	-550	560 - 590 m	33.00
3348	Terra	FOGGIA	FG	LUCERA 001	1961	1917	169	-1473	1653 - 1680 m	29.23
3351	Terra	FOGGIA	FG	LUCERA 004	1963	1498	118	-1277	1467 - 1498 m	29.81
3352	Terra	FOGGIA	FG	LUCERA 005	1963	1297	101	-1186	1287,5 - 1294 m	24.50
3353	Terra	FOGGIA	FG	LUCERA 006	1965	1170	104	-1052	1159 - 1165 m	13.81
3822	Terra	MONOPOLI	BA	MONOPOLI 001	1960	1224	98	98	320 - 432 m	35.60
3967	Terra	MONTEODORO	FG	MONTEODORO 001	1964	1405	121	-1204	1373 - 1405 m	23.30
3968	Terra	MONTEODORO	FG	MONTEODORO 002	1967	2974	196	-2559	2946	11.00
4183	Terra	ORDONA	FG	ORDONA 002	1965	1597	161	-1378	1550 - 1580 m	21.02
4480	Terra	FERRANDINA	MT	PIZZO CORVO 001	1961	2123	429	-1672	2092,9 - 2123 m	46.94
4567	Terra	FERRANDINA	MT	POMARICO 001	1959	1110	106	-983	-	salata
4568	Terra	FERRANDINA	MT	POMARICO 002	1959	988	324	-647	973 - 988 m	13.88
4570	Terra	FERRANDINA	MT	POMARICO 004	1959	1184	307	-862	1169 - 1183,9 m	23.62
5519	Terra	BERNALDA	MT	S.BASILIO 001	1960	2040	30	-1975	2007,5 - 2040 m	44.73
5520	Terra	BERNALDA	MT	S.BASILIO 002	1961	1603	9	-1561	1587 - 1603 m	30.21
5829	Terra	S. MARCO IN LAMIS	FG	S.SEVERO 001 BIS	1963	1594	59	-326	1398 m	13.00
5914	Terra	FERRANDINA	MT	SALANDRA 001	1961	2272	477	-1711	2239 - 2272,5 m	34.84
6389	Terra	TOLVE	MT	TOLVE 001	1962	1269	214	-996	1210,5 - 1240 m	8.00

ha un incremento della salinità dell'acqua, ma anche una variazione di *facies* chimica, che nelle porzioni superiori dell'acquifero è bicarbonato-calcaica, per poi passare gradualmente ad una *facies* cloruro-sodica.

2.1.1.3. - Le sorgenti costiere

La falda contenuta nelle formazioni mesozoiche trova ovunque, lungo tutto il territorio regionale, re-

capito finale in mare. Il rapporto esistente tra la morfologia del territorio pugliese e quella della superficie piezometrica della falda è tale, infatti, da non consentire la formazione di sorgenti aeree. La quota piezometrica della falda profonda è sempre inferiore a quella del suolo lungo quasi tutto il territorio regionale, come osserviamo, ad esempio, nella figura 2.3 per la Penisola Salentina e, più in generale, dal confronto tra le curve di livello topografiche e le isopieziche nella tavola 4 (allegata f.t.).

Sebbene la quota di efflusso delle acque di falda sia sempre prossima a quella del livello mare, si osservano comunque notevoli differenze nella modalità con cui si manifestano le sorgenti, a seconda della posizione relativa esistente tra il livello mare e i livelli acquiferi presso costa. È possibile, infatti, classificare le sorgenti rispetto alla quota di emergenza, come sorgenti subaeree, sorgenti sgorganti in corrispondenza del livello mare e sorgenti sottomarine. Le seconde possono a loro volta risultare

alternativamente subaeree o sottomarine, seconda delle oscillazioni del livello mare. Le sorgenti sottomarine, in conseguenza di maree molto alte, possono anche comportarsi come inghiottitoi. In tal caso si parla di estavelle, con comportamento tipo polla-inghiottitoio (STRINGFIELD & LEGARND, 1971, COTECCHIA, 1977): in condizioni di bassa marea queste sono caratterizzate da un movimento di acqua di falda verso il mare (fig. 2.9b), mentre in condizioni di alta marea il movimento si inverte (fig. 2.9a). Questa particolare tipologia di sorgente sottomarina è stata riconosciuta in località S. Isidoro, a SE di Porto Cesareo, grazie ai risultati del monitoraggio delle caratteristiche chimico-fisiche delle acque di falda in relazione alle oscillazioni del livello mare (fig. 2.10). Le misure eseguite hanno consentito di riconoscere le fasi in cui l'estavella si comporta sia come sorgente (regime di polla), sia come inghiottitoio. Durante la fase in cui il comportamento è di sorgente, ossia quando il livello mare raggiunge i suoi valori minimi, i valori di temperatura dell'acqua e di salinità risultano inferiori, ad indicare il passaggio di acqua dolce e fredda, proveniente dalla falda profonda. All'aumentare del livello del mare si osserva un incremento della temperatura e della salinità, ad indicare l'ingresso

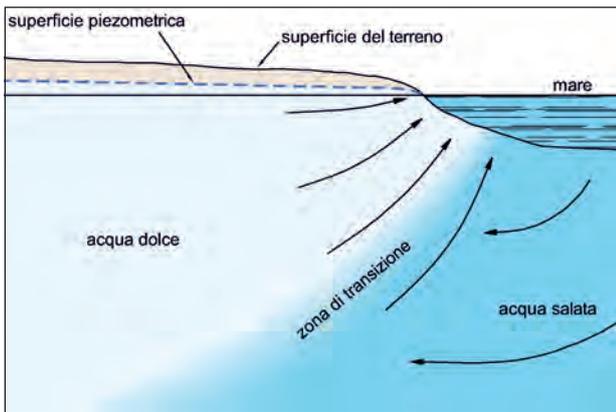


Fig. 2.5 - Intrusione marina negli acquiferi costieri con indicazione della circolazione di acqua dal mare verso la zona di transizione e da questa di nuovo al mare (da COTECCHIA, 1963).
 - Seawater intrusion in coastal aquifers, with indication of the water circulation from the sea to the transition zone and vice versa (from COTECCHIA, 1963).

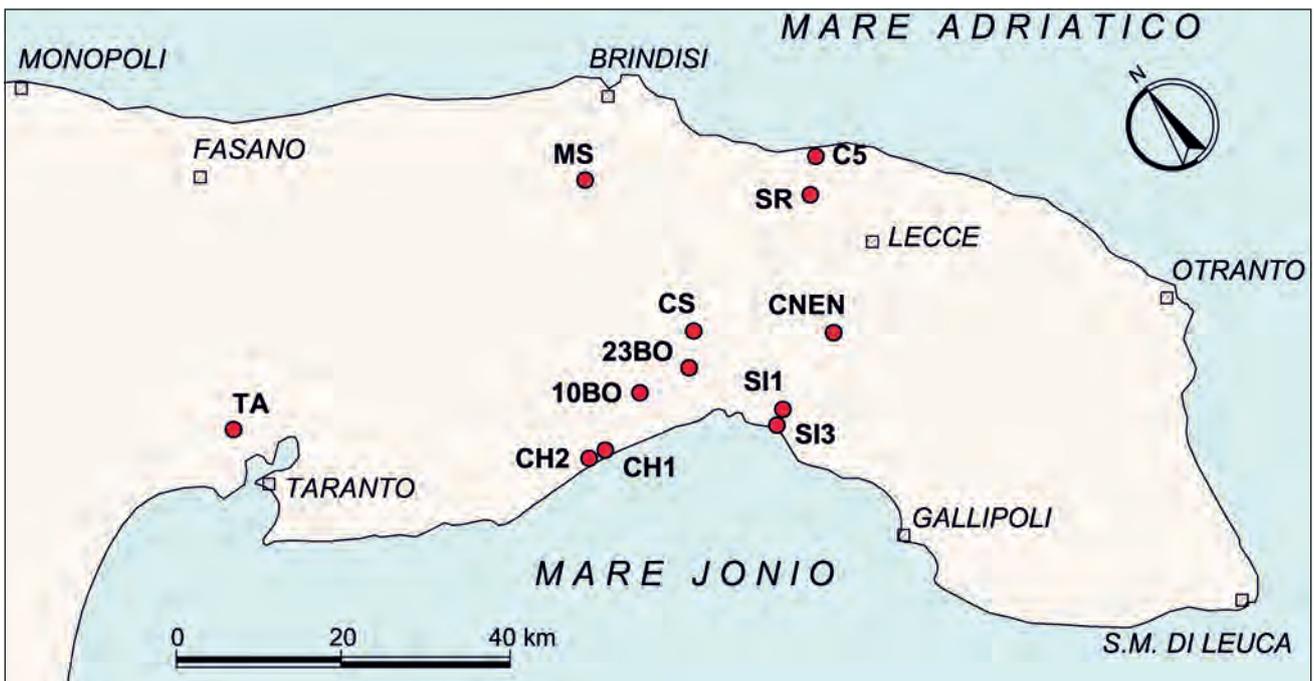


Fig. 2.6 - Planimetria con ubicazione dei "pozzi spia" realizzati nel periodo 1966-1972 (da COTECCHIA, 1977).
 - Location of the observation wells drilled in the period 1966-1972 (from COTECCHIA, 1977).

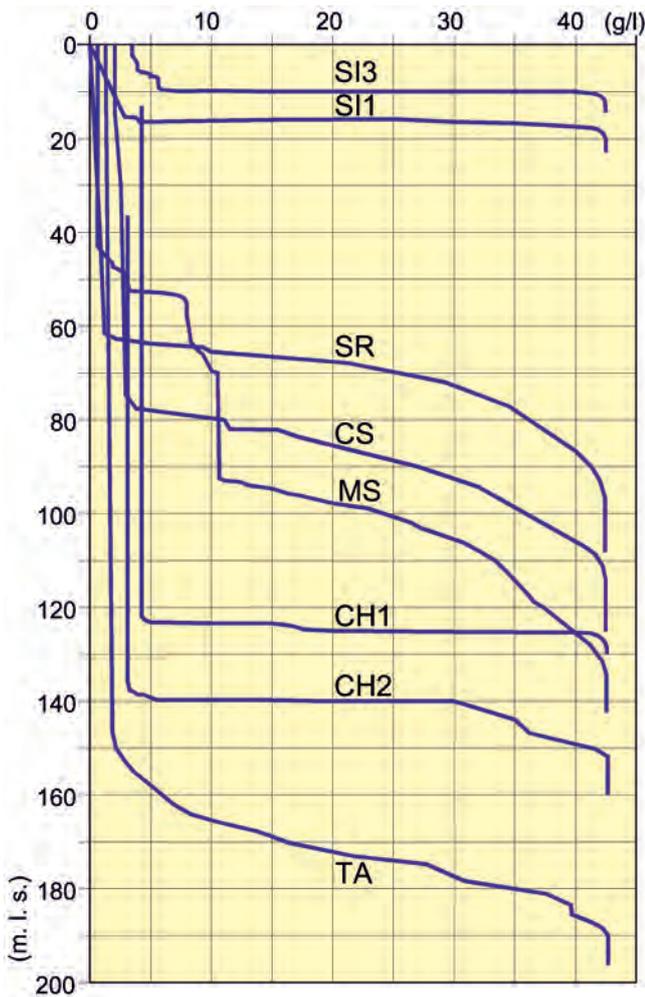


Fig. 2.7 - Profili salinometrici rilevati in taluni "pozzi spia" fra quelli di figura 2.6.
- Salinity profiles of some of the observation wells shown in figure 2.6.

nell'orifizio delle acque marine, più calde e salate dell'acqua di falda. Il passaggio da una fase ad un'altra avviene per il tramite di un periodo di transizione, durante il quale il livello effettivo del mare è prossimo alla quota piezometrica della falda, e ci si avvicina all'inversione del moto.

Le modalità di efflusso a mare possono essere di tipo diffuso o concentrato, legate come sono ai caratteri di permeabilità delle formazioni rocciose presso costa, fratturate e carsificate. In proposito va sottolineato come le sorgenti regionali costiere rappresentate nella Carta Idrogeologica (tav. 4 f.t.), individuino solo gli efflussi più evidenti, dovuti alla presenza, presso costa, di singolarità geostretturali che, condizionando la circolazione idrica sotterranea, determinano un flusso di acque dolci di falda verso il mare di carattere concentrato. Molti sono

però gli efflussi non noti. Si tratta, in particolare, degli efflussi concentrati, non noti perché sottomarini, e degli efflussi diffusi. Questi ultimi si presentano quando la roccia carbonatica è caratterizzata, presso costa, da un intenso grado di fratturazione, oppure quando la formazione carbonatica è ricoperta, sempre presso costa, da sedimenti post-cretacei caratterizzati da una non trascurabile permeabilità per porosità (COTECCHIA *et alii*, 1957; COTECCHIA, 1977). Ciò rende di fatto impossibile relazionare la portata delle sorgenti con quella che circola negli acquiferi. Si noti, inoltre, che quasi tutte le sorgenti costiere, che sgorgano in prossimità della linea di spiaggia, sopra o sotto il livello mare, sono oggetto di un fenomeno di miscelamento con l'acqua di mare, evidenziato dal carattere più o meno manifestamente salmastro delle stesse. Un mescolamento, questo, che avviene già nel sottosuolo (fig. 2.5), sicché la portata effluente verso costa è composta da acqua dolce di falda e da acqua di mare (COOPER *et alii*, 1964; SHUURMANS, 1983; COTECCHIA, 1985).

2.1.1.4. - Distinzione tra linea di costa e il luogo dei punti estremi dell'interfaccia teorica acqua dolce-acqua di mare

Spesso, in prossimità della costa, il tetto della formazione carbonatica mesozoica digrada rapidamente sotto terreni recenti, in genere poco o affatto permeabili, costringendo la falda a defluire verso la linea di costa in condizioni confinate. Quando ciò avviene, e la profondità del tetto dei calcari è notevole, la falda è costretta a mescolarsi con l'acqua di mare nell'acquifero prima di raggiungere la linea di costa, o a riversarsi nell'acqua di mare oltre la linea di costa stessa. Circostanza evidenziata dall'arretramento o dall'avanzamento, rispetto alla linea di costa, della linea *I* tratteggiata in figura 2.1, che rappresenta il luogo dei punti estremi dell'interfaccia teorica acqua dolce-acqua di mare, il cui andamento venne dedotto già agli inizi degli anni '50, e che resta tutt'oggi sostanzialmente confermato. Per comprendere il significato idrogeologico della linea *I*, così come è definito nel paragrafo 2.3, si riportano nella figura 2.11 due sezioni, che rappresentano schematicamente le condizioni idrogeologiche di zone di

territorio caratterizzate da una circolazione idrica sotterranea presso costa in pressione. In tali condizioni, analiticamente trattate nel paragrafo 2.3, anche con riferimento alle grandezze geometriche indicate nella stessa figura 2.11, l'acquifero carbonatico presso costa è invaso, in generale, da acque marine

o comunque fortemente salmastre, in quanto il carico piezometrico della falda non è sufficiente a spingere le acque marine a profondità inferiori a quelle delle formazioni argillose impermeabili. Si è, qui, in presenza delle condizioni in cui, nella figura 2.1, la linea *I* entra nel continente e non esiste alcun

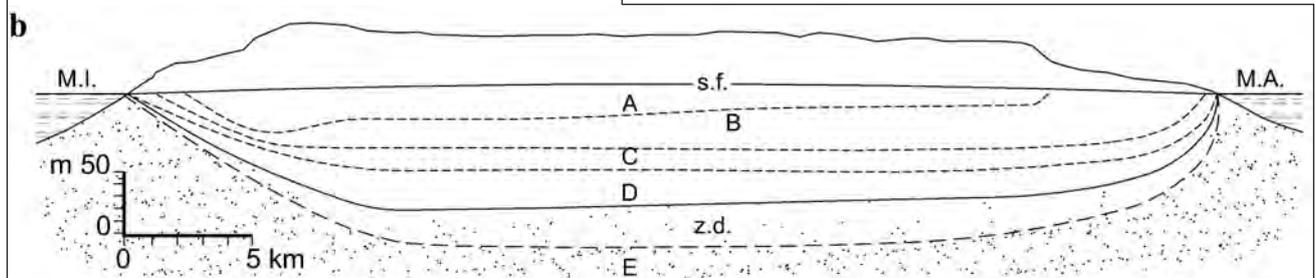
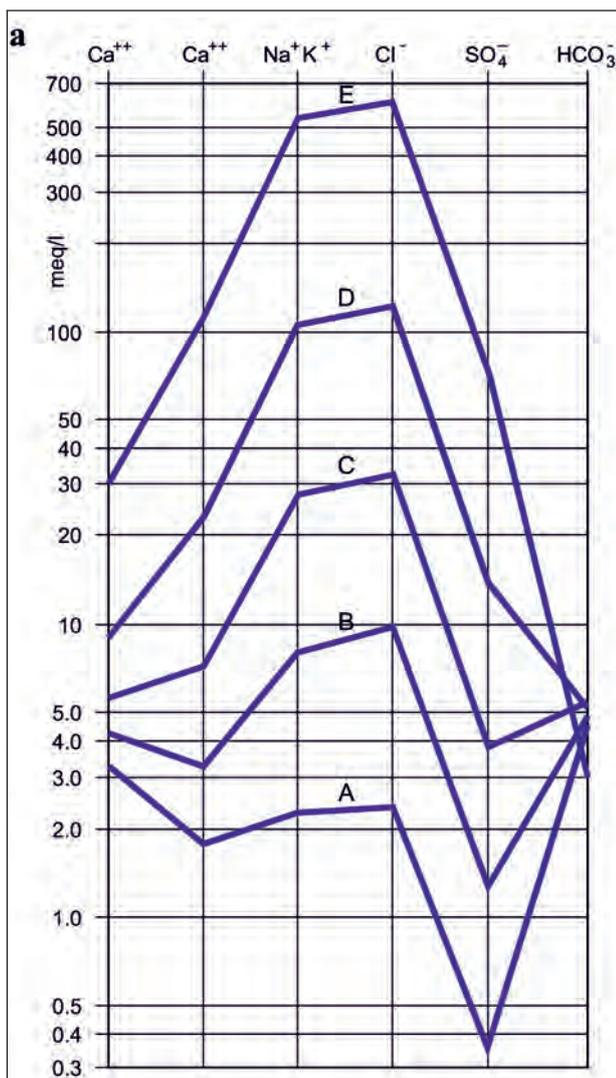


Fig. 2.8 - Chimismo delle acque di falda nella Penisola Salentina rappresentato attraverso: a) il diagramma di Schoeller indicante la composizione chimica dell'acqua di mare e quella media della falda a diverse profondità; b) l'andamento indicativo delle isoaline (mod., da COTECCHIA, 1977).

– Chemical analysis of groundwaters in Salento Peninsula illustrated through: a) Schoeller diagram showing the chemical composition of seawater at various depths; b) approximate trend of isobalines (mod., from COTECCHIA, 1977).

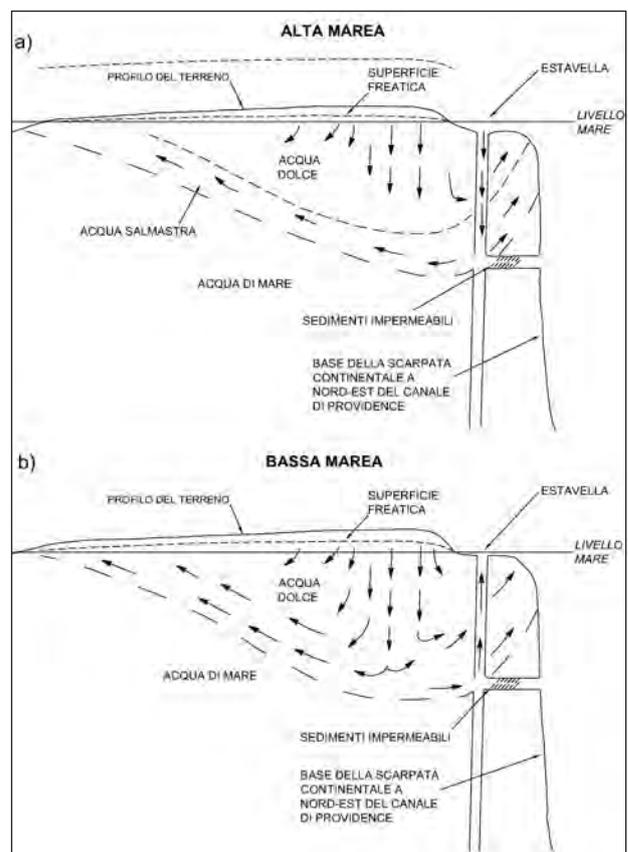


Fig. 2.9 - Sezione idrogeologica schematica della sorgente sottomarina "Estavella" ad Andros Island (Florida) con indicazione della direzione del flusso idrico durante: a) alta marea; b) bassa marea (da STRINGFIELD & LEGRAND, 1971).

– Schematic hydrological section of the "Estavella" submarine spring in Andros Island (Florida) showing the water flow direction: a) at high tide; b) at ebb tide (from STRINGFIELD & LEGRAND, 1971).

flusso di falda verso il mare oltre la linea di costa (fig. 2.12), come illustrato anche nella Carta Idrogeologica (tav. 4 f.t.). Simili condizioni si riscontrano, ad esempio, in prossimità dell'abitato di Brindisi, a SW del Mar Piccolo di Taranto e a Nord-Est di Otranto. Viceversa, nel caso in cui il carico piezometrico della falda sia sufficiente a spingere le acque marine a profondità superiori a quelle delle formazioni impermeabili, la falda prosegue il suo percorso verso il mare in condizioni confinate (fig. 2.11b). Si tratta di situazioni in cui la linea *I* supera la linea di costa verso il mare, come accade a Nord-Ovest del Mar Piccolo di Taranto e a SE dell'abitato di Brindisi (fig. 2.1). In questo caso sarebbe possibile realizzare pozzi in mare, oltre la linea di costa, ma prima della

linea *I*, e di una profondità tale da superare le formazioni impermeabili e prelevare acque dolci di falda. Qui, pur essendo i calcari mesozoici disposti a notevoli profondità, sono presenti, in genere, efflussi della falda verso il mare, da ricercare però oltre la linea di costa, sin anche a notevole distanza da essa.

Le coltri argillose di copertura dei calcari, ove questi digradano a notevoli profondità sotto il livello del mare, possono inoltre costringere la falda di acqua dolce ad aggirare l'ostacolo, riversandosi a mare lateralmente ad esso, oppure, quando l'ostacolo presenta uno spessore notevole ed una quota del tetto solo marginalmente superiore a quella del livello mare, a sollevarsi, generando le cosiddette sorgenti di trabocco, come accade per la sorgente Tara (par. 4.4). Se questi terreni impermeabili presentano, presso costa, discontinuità di varia origine e natura può accadere che le acque della falda profonda risalgano e vengano a giorno in corrispondenza di sorgenti subaeree o sottomarine, come nel caso della sorgente Chidro e delle sorgenti del Mar Piccolo (cap. 4.4; par. 17.5).

2.1.1.5. – Piezometria della falda profonda

Le quote piezometriche della falda profonda, prossime, nelle vicinanze della costa, alla quota del livello mare, aumentano procedendo verso il con-

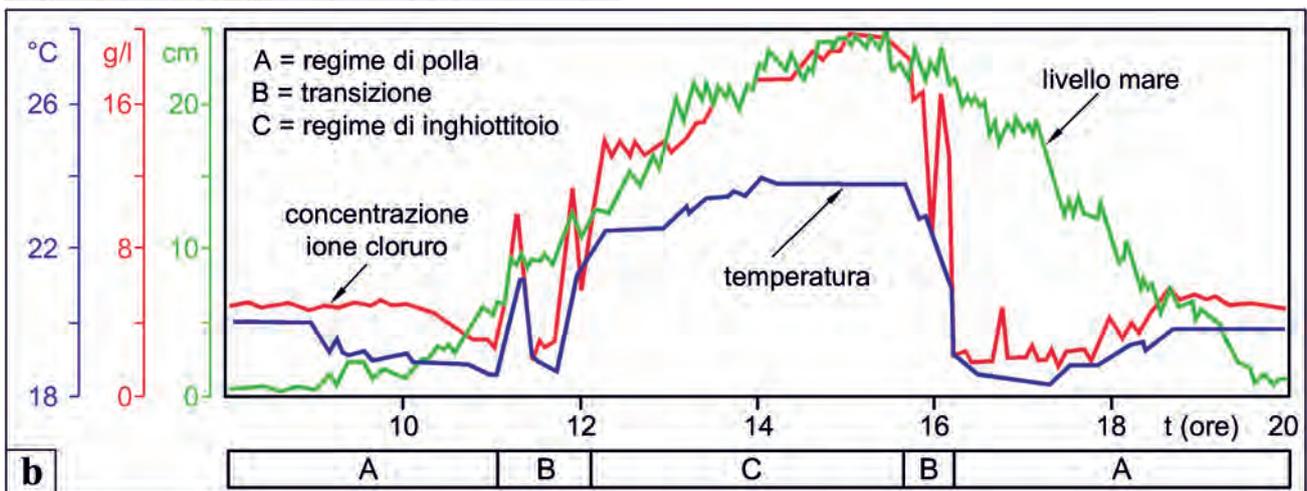


Fig. 2.10 - "Estavella" nella zona di S. Isidoro a S-E di Porto Cesareo (Penisola Salentina): a) vortice in fase di inghiottimento messo in evidenza da acqua marcata con fluoresceina; b) andamento del livello mare, del contenuto in ione cloruro e della temperatura dell'acqua (da COTECCHIA, 1977).

- "Estavella" in the area of S. Isidoro, SE of Porto Cesareo (Salento Peninsula): a) active vortex showing activity of the swallow hole, as also demonstrated by fluorescein tracer; b) sea level, chloride ion and water temperature (from COTECCHIA, 1977).

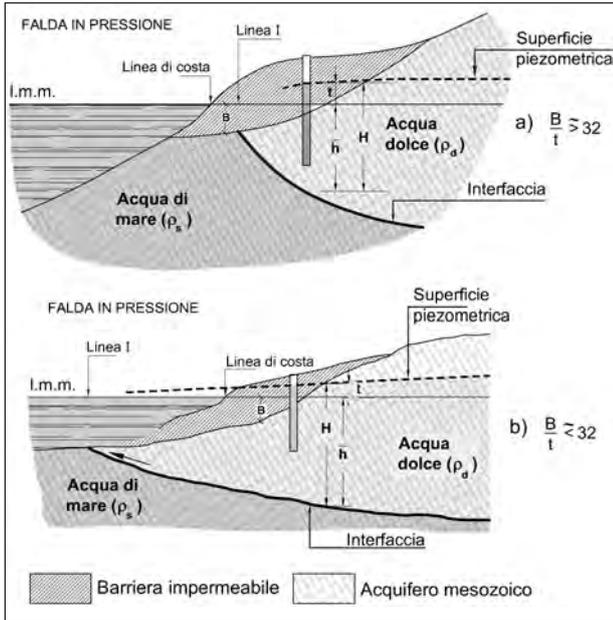


Fig. 2.11 - Condizioni idrogeologiche di una falda confinata presso costa in funzione del carico piezometrico e dello spessore e profondità di eventuali barriere impermeabili: a) caso in cui la linea I (fig. 2.1) è ubicata nel continente; b) caso in cui la linea I è ubicata oltre la linea di costa.

- Hydro-geological conditions of confined groundwater near the coast in relation to the piezometric head, and thickness and depth of possible impervious barriers: case a) line I (fig. 2.1) is located in the continent; case b) line I the actual shoreline is located beyond the coastline.

tinente, con modalità sostanzialmente legate ai caratteri di permeabilità dell'acquifero (tav. 3 f.t.) e alle condizioni di ricarica dello stesso. Le isopieziche della falda profonda riportate nella Carta Idrogeologica (tav. 4 f.t.), elaborate ipotizzando una quota piezometrica della falda costante lungo la generica verticale (par. 2.5), sono da considerarsi medie in quanto redatta sulla base di dati non coevi. Esse consentono di individuare le principali aree di ricarica dell'acquifero, posizionate al centro del promontorio del Gargano, sugli alti rilievi della Murgia e nelle porzioni più centrali della Soglia Messapica e della Penisola Salentina. Si rileva però che, mentre per la Penisola Salentina i massimi carichi piezometrici misurati nelle zone più interne sono dell'ordine di alcuni metri sul livello del mare, per il Gargano e la Murgia si raggiungono invece quote piezometriche dell'ordine di diverse decine di metri, che possono raggiungere, con particolare riferimento all'Alta Murgia, valori dell'ordine di 200 m s.l.m.. In quest'ultimo caso permangono ancora notevoli incertezze nell'interpretare le caratteristiche della circolazione idrica sotterranea (par. 15.7).

La differenza rilevata nella modalità con cui i ca-

richi piezometrici variano procedendo dalla costa verso le aree interne del territorio regionale, è imputabile alla notevole differenza dei caratteri di permeabilità degli acquiferi, che determinano una sostanziale variazione nella cadente piezometrica della falda. Nella Penisola Salentina, ad esempio, la cadente piezometrica è spesso dell'ordine di alcuni punti per mille, e ciò è ascrivibile all'elevata permeabilità dell'acquifero, che presenta valori del coefficiente di permeabilità spesso superiori a 10^{-1} cm/s sin nelle zone più interne. Nell'adiacente Murgia, ove la permeabilità dell'acquifero è molto inferiore a quella del Salento, specie nelle zone interne, si hanno invece valori della cadente piezometrica anche di due ordini di grandezza superiori. Nel Gargano si rilevano invece condizioni intermedie.

I motivi alla base di tale significativa variazione delle caratteristiche di permeabilità degli acquiferi saranno analizzati nei capitoli 13÷18, ove si discuterà della diversa influenza che la tettonica e il carsismo hanno avuto sugli acquiferi mesozoici regionali.

2.1.2. - Le aree idrogeologiche regionali

Da quanto esposto consegue che le modalità di ricarica delle falde regionali, il moto di queste ultime all'interno degli acquiferi e il deflusso a mare variano da zona a zona del territorio pugliese, in relazione alle caratteristiche geologico-strutturali, idrogeologiche e morfologiche locali, cui spesso si associa una sostanziale differenza anche nelle problematiche di tipo idrogeologico connesse con la gestione e la salvaguardia delle risorse idriche sotterranee. A queste ultime si associano peraltro, area per area, impronte socio-economiche che ricalcano abbastanza le singolarità idrogeologiche.

In questo lavoro il territorio regionale è suddiviso nelle seguenti aree idrogeologiche (fig. 2.13):

- Gargano;
- Tavoliere di Foggia;
- Murgia;
- Piana di Brindisi;
- Arco Ionico Tarantino;
- Salento.

Concentrando l'attenzione sugli acquiferi più significativi nell'ambito dell'area fisiografica della Murgia, si è ritenuto di dovere distinguere, in essa,

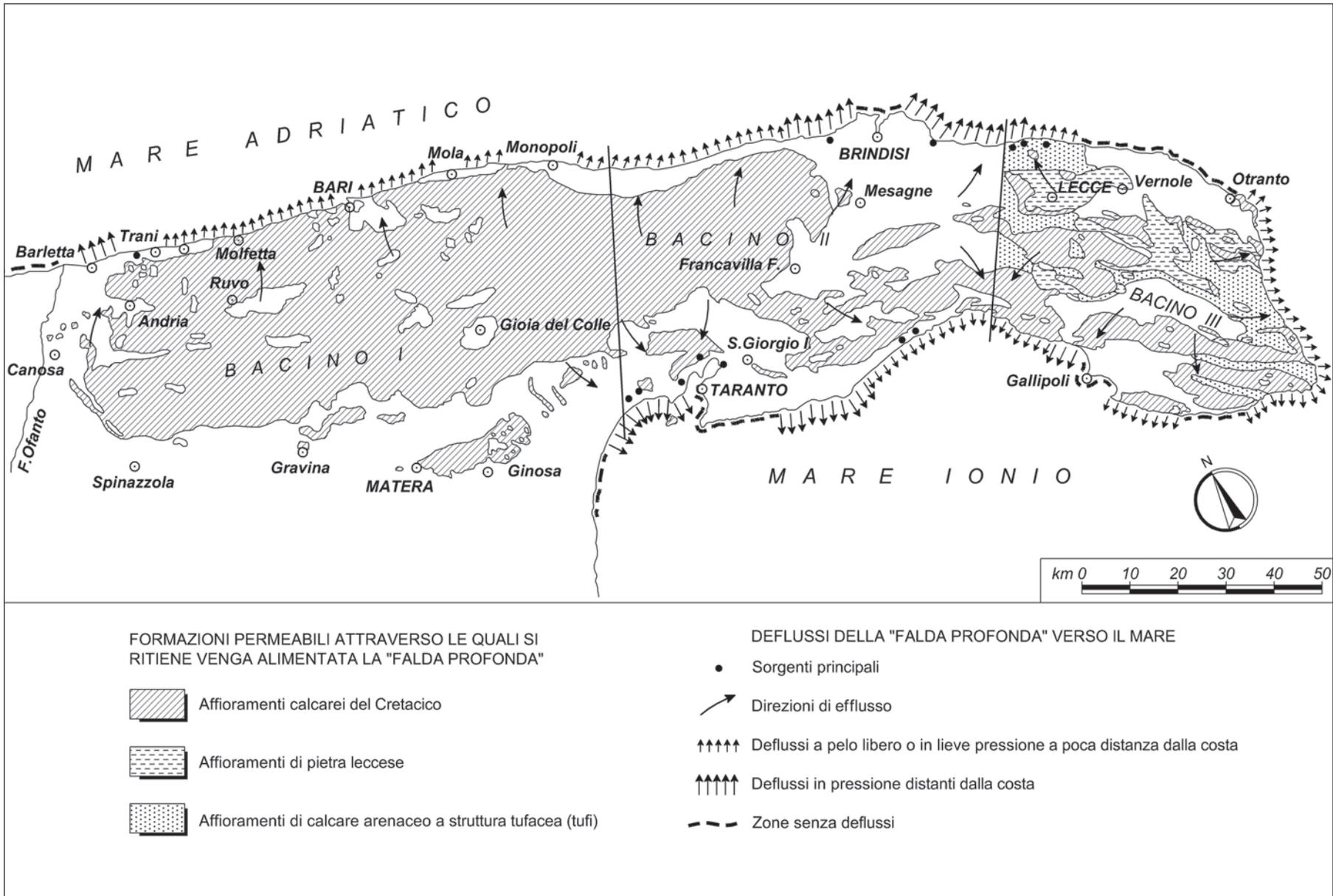


Fig. 2.12 - Murge e Salento con indicazione della tipologia di deflusso della falda profonda contenuta nei calcari mesozoici e delle principali manifestazioni sorgentizie (da COTECCHIA, *et alii*, 1957).
 - Murge and Salento areas, with indication of the deep groundwater flow type in the Mesozoic limestones and of the main springs (from COTECCHIA, *et alii*, 1957).

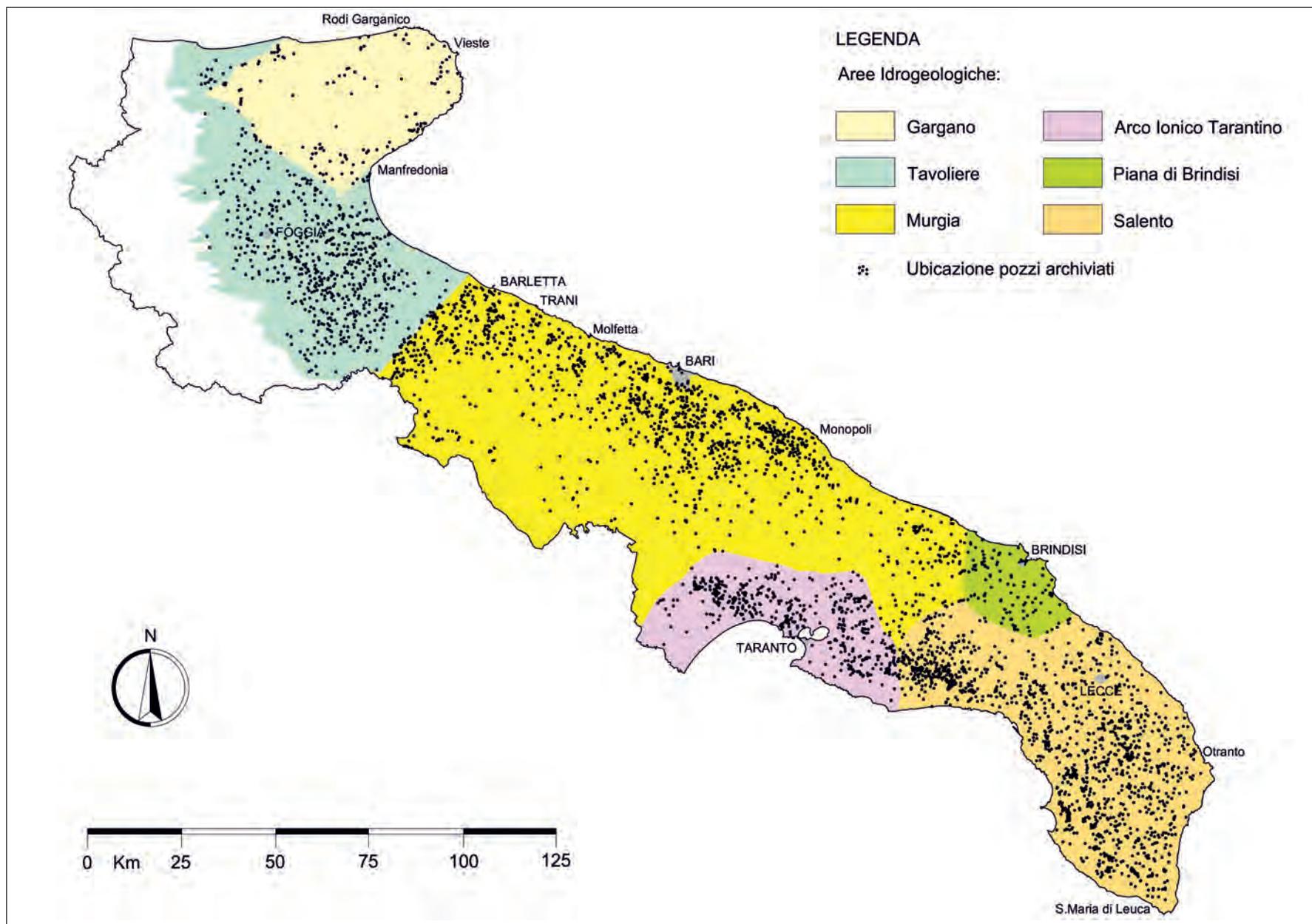


Fig. 2.13 - Aree idrogeologiche entro cui è stato suddiviso funzionalmente il territorio regionale nella ricerca svolta per la presente Monografia e indicazione delle ubicazioni dei pozzi a detti fini adottati.
 – Hydrogeological areas identified in the region for the purposes of the research carried out for the present work, and location of the used wells.

la Piana di Brindisi e l'Arco Ionico Tarantino. In queste ultime aree, infatti, le particolari condizioni geostrutturali, che caratterizzano i calcari mesozoici ed i loro rapporti con le formazioni geologiche più recenti, determinano peculiari condizioni idrogeologiche, che meritano di essere trattate separatamente. La loro singolarità è poi ulteriormente sottolineata da modificazioni delle caratteristiche qualitative e quantitative delle acque di falda interpretabili con la presenza di importanti attività economiche, agricole ed industriali, idroesigenti.

Di seguito viene fornito un inquadramento idrogeologico generale delle singole aree sopra individuate, che saranno poi trattate nel dettaglio nei capitoli 13÷18.

2.1.2.1. - Area idrogeologica del Gargano

L'area idrogeologica del Gargano è delimitata dal Mare Adriatico e, sul versante Sud occidentale, dalla bassa valle del torrente Candelaro, ove l'omonima faglia sepolta suddivide nettamente il promontorio dalla pianura del Tavoliere (fig. 2.13; tavv. 1, 2 f.t.). In corrispondenza della faglia del Candelaro, il complesso carbonatico mesozoico, sede della falda acquifera del Gargano, digrada sotto le argille plio-pleistoceniche del Tavoliere, al di sotto, quindi, dei sedimenti alluvionali acquiferi ivi presenti, ove hanno sede importanti corpi idrici superficiali. La falda presente nella formazione carbonatica del Gargano è in continuità idraulica con quella rilevabile a notevole profondità nel substrato carbonatico del Tavoliere. L'intrusione marina è presente alla base dell'intero territorio garganico, anche se le evidenze prevalgono solo in corrispondenza delle aree costiere. È verosimile, infatti, la presenza, al centro del Promontorio, di ingressione marina, anche se l'acqua di mare non è stata raggiunta da alcun pozzo di ricerca mirato. Ivi l'acqua marina dovrebbe essere presente a grandi profondità, in ragione delle notevoli quote piezometriche della falda dolce superiore, dell'ordine di 30÷50 m s.l.m., là dove i dati conoscitivi consentono di affermarlo.

Nell'area di Vico Ischitella è presente, a quota superiore ai 100 m s.l.m., nella formazione carbo-

natica cretacea, una falda sospesa, sostenuta da una superficie di fondo di calcari con selce, scarsamente permeabili e sovrastanti, con tutta probabilità, anche livelli cretacei rappresentati da scaglia e maiolica (COTECCHIA & MAGRI, 1966). Tale falda dà luogo ad affioramenti sorgentizi singolari, poiché provengono da una falda idrica in calcari fratturati e carsicizzati poggiante su una superficie impermeabile fissa, che dunque la esclude dall'intrusione marina, riscontrabile invece negli altri acquiferi cretacei pugliesi.

L'area del Gargano è la meno nota sotto il profilo idrogeologico, vista la sostanziale mancanza di conoscenze riguardo ad ampie porzioni del suo territorio. Le conoscenze di base continuano ancora oggi ad essere le stesse contenute nel testo COTECCHIA & MAGRI, 1966, redatto in occasione del primo *Decennio Idrologico Internazionale* promosso dall'UNESCO, ove per la prima volta vennero definiti i lineamenti idrogeologici fondamentali dell'area (il lavoro è riportato nel DVD allegato). Le indagini eseguite nell'ultimo trentennio, con perforazioni profonde anche svariate centinaia di metri (cap. 13), sono state svolte, infatti, senza coordinamento e svincolate dal contesto geologico-strutturale del Promontorio, costituito da formazioni carbonatiche molto tettonizzate e variegate.

Nel capitolo 13 saranno illustrati gli elementi che ad oggi, pur frammentariamente, noti, in vista di una gestione corretta della risorsa idrica sotterranea. Particolare attenzione verrà dedicata allo squeezing tettonico lungo l'allineamento strutturale Apricena-Candelaro, subito ad Ovest del Lago di Lesina e sull'affioramento diapirico delle cosiddette "Pietre Nere", già noto dai primi anni '50, vera e propria singolarità tettonica fra l'horst garganico e la Pianura del Tavoliere.

2.1.2.2. - Area idrogeologica del Tavoliere di Foggia

L'Area idrogeologica del Tavoliere è delimitata a Sud dal corso del fiume Ofanto, ad Est dal Mar Adriatico, ad Ovest dall'arco collinare dell'Appennino Dauno e a Nord dal corso del T. Candelaro (fig. 2.13; tavv. 1, 2 f.t.). In quest'area la circolazione idrica sotterranea avviene su tre livelli sovrapposti,

trattati dettagliatamente nel capitolo 14, di cui si illustrano qui i caratteri fondamentali.

A notevoli profondità, al di sotto delle argille plio-pleistoceniche, si rinviene il complesso carbonatico dove ha sede la falda profonda (COTECCHIA 1956; ZORZI & REINA, 1956). Qui la circolazione idrica, ove presente, si esplica sempre in pressione ed è caratterizzata da elevati valori di salinità, per via dell'intrusione marina. La falda profonda dolce è talora presente nell'area in esame solo in prossimità dei lineamenti tettonici che bordano il Promontorio del Gargano e l'Altopiano murgiano. Qui, infatti, la formazione carbonatica si rinviene a profondità inferiori rispetto alle porzioni centrali del Tavoliere, sicché è possibile individuare una circolazione idrica sotterranea alimentata, plausibilmente, dalle unità idrogeologiche adiacenti, con valori comunque significativi di concentrazione salina.

Le argille plio-pleistoceniche rappresentano, inoltre, il livello di base su cui si imposta la circolazione idrica sotterranea che si sviluppa poi nell'acquifero poroso superficiale, costituito dai depositi quaternari clastici, sabbiosi e ghiaiosi.

I primi studi sulle acque sotterranee del Tavoliere presenti nell'acquifero poroso superficiale risalgono al lontano 1886, quando furono avviate, per conto del Ministero dell'Agricoltura, le prime esperienze alla ricerca di acque artesiane presenti sostanzialmente nel Basso Tavoliere. Successivamente vennero condotti studi più sistematici, promossi dal Consorzio Generale per la Bonifica e la Trasformazione Fondiaria della Capitanata di Foggia, per migliorare la conoscenza delle effettive disponibilità idriche sotterranee del Tavoliere, nel quadro della trasformazione fondiaria e dei progressi dell'agricoltura dauna (COLACCICO, 1933, 1951, 1953). A queste prime indagini, frutto anche di iniziative private, fecero seguito azioni promosse dalla Cassa per il Mezzogiorno, che consentirono di definire, già 60 anni fa, le caratteristiche geologiche ed idrogeologiche fondamentali dell'area in questione (COTECCHIA, 1956; COTECCHIA *et alii*, 1958). Già dalla metà del secolo scorso vennero, dunque, individuate le caratteristiche idrogeologiche fondamentali dell'acquifero poroso superficiale, costituito dagli estesi depositi alluvionali del Tavoliere, ove il moto della falda si esplica in con-

dizioni freatiche nell'Alto Tavoliere, nel quale avviene la quasi totale ricarica di detto corpo idrico, ed in condizioni confinate nel Basso Tavoliere. Qui, infatti, a causa della presenza di formazioni argillose giallastre in seno ai terreni alluvionali quaternari, la falda freatica, proveniente dall'Alto Tavoliere, è costretta a circolare in pressione verso il mare.

Questi studi consentirono di fare alcune valutazioni sulle effettive potenzialità della falda e relative possibilità di impiego concreto. Il prof. De Marchi, stimò la portata efficace dell'acquifero del Tavoliere confinato in pochi m³/s. (COTECCHIA *et alii*, 1958; la pubblicazione è riportata nel DVD allegato). Gli studi eseguiti fornivano dunque importanti valutazioni sul futuro degli approvvigionamenti idrici mirati all'irrigazione del Tavoliere, con conseguenze che orientavano verso lo sbarramento dei principali corsi d'acqua della Daunia, in seguito destinati al potabile e all'irriguo del Tavoliere e del Gargano. Opere, tuttavia, insufficienti per rispondere, allora come oggi, alla domanda idrica irrigua della capitanata. Il fabbisogno irriguo non soddisfatto con le risorse idriche superficiali ha quindi determinato il moltiplicarsi dei pozzi attingenti alla falda superficiale del Tavoliere, con una portata annua estratta molto superiore alla ricarica, tanto da determinarne un uso non sostenibile. Una situazione dimostrata dalla notevole riduzione subita dai carichi piezometrici della falda dagli anni '50 sino ad oggi.

Sulla base di studi più recenti è stato individuato un ulteriore corpo idrico sotterraneo, cosiddetto intermedio, presente negli orizzonti acquiferi profondi, interclusi nella formazione delle argille plio-pleistoceniche, a profondità di qualche centinaia di metri sotto il piano campagna (COTECCHIA *et alii*, 1995; MAGGIORE *et alii*, 1996). Si tratta di lenti sabbiose presenti entro la formazione delle argille grigio azzurre, che contengono acque artesiane di scarsa rinnovabilità.

2.1.2.3. - Area idrogeologica della Murgia

L'area idrogeologica della Murgia coincide sostanzialmente con l'Altopiano Murgiano, che impegna gran parte della piattaforma carbonatica apula e si estende dal fiume Ofanto sino alla Soglia

Messapica a Sud, mentre ad Est e ad Ovest è delimitata rispettivamente dal Mar Adriatico e dalla Fossa Bradanica (fig. 2.13; tavv. 1, 2 f.t.).

Nella Murgia la risorsa idrica sotterranea è rappresentata quasi esclusivamente dalla falda profonda, contenuta nei calcari fratturati e carsicizzati del Mesozoico, in genere sostenuta alla base da acqua marina intrusa nel continente.

Caratteristica idrogeologica peculiare della Murgia è la bassa permeabilità della formazione calcarea nelle zone interne (tav. 3 f.t.), cui è imputabile l'elevato valore delle cadenti piezometriche misurate (GRASSI, 1973). Le altezze piezometriche della falda raggiungono, infatti, nelle aree più interne dell'altopiano, anche valori dell'ordine di 200 m s.l.m. (tav. 4 f.t.).

Ad oggi, le condizioni idrogeologiche caratterizzanti le porzioni centrali dell'Alta Murgia non sono completamente note. Qui l'acquifero, riscontrabile a profondità dell'ordine delle centinaia di metri sotto il livello mare, è interessato da una circolazione idrica fortemente in pressione. In particolare, nel paragrafo 15.7, verranno illustrati i risultati ottenuti da una ricerca mirata di dati idrogeologici relativi a perforazioni eseguite nel corso del tempo da Enti pubblici e imprese private. La ricerca, sebbene abbia consentito di ricavare importanti informazioni alla luce di indagini future, non ha tuttavia definito un quadro interpretativo unico ed esaustivo. Allo stato attuale permangono, infatti, forti incertezze riguardo alla definizione sia delle condizioni di alimentazione e di distribuzione delle quote piezometriche della falda profonda, sia del fenomeno dell'intrusione marina. Quest'ultimo potrebbe interessare anche queste zone interne, stante la circostanza che acque salate di presumibile origine marina sono state rinvenute, come già accennato, anche nella Fossa Bradanica (fig. 2.4; tav. 1 f.t.), a notevole profondità nei calcari cretacei ivi presenti. In proposito si raccomanda la consultazione della Carta morfologico-strutturale (tav. 2 f.t.), là dove sono riportate le isobate del tetto dei calcari del Cretaceo, ricostruite anche in destra e sinistra della valle bradanica.

Le quote piezometriche della falda profonda, che assumono i massimi valori nell'Alta Murgia, si riducono poi rapidamente verso la costa, ove rag-

giungono valori pari ad alcuni metri sul livello mare. Nelle porzioni costiere si ha, infatti, un notevole incremento di permeabilità, pur discontinuo e non generalizzato, sicché la falda defluisce verso il mare con cadenti piezometriche molto dolci, anche dell'ordine dei decimi per mille, e secondo linee preferenziali di deflusso coincidenti con le porzioni di acquifero più permeabili e/o con lineamenti tettonici (tavv. 3, 4 f.t.). La falda che permea l'acquifero murgiano, oltre a defluire verso il mare, contribuisce inoltre ad alimentare, a livello della Soglia Messapica, l'adiacente area idrogeologica del Salento (TULIPANO *et alii*, 1990; cap. 15).

L'acquifero murgiano alimenta, poi, i calcari mesozoici che costituiscono il graben del Tavoliere nelle porzioni adiacenti alla faglia dell'Ofanto e quelli dell'Avanfossa Bradanica (GRASSI *et alii*, 1986; cap. 14). In sostanza la Murgia si presenta come un'isola, allungata in direzione appenninica e drenata da ogni lato, anche se il principale e più abbondante efflusso resta quello verso il Mar Adriatico.

Le falde superficiali sono praticamente assenti, con la sola eccezione di quelle prossime a depositi terrazzati lungo il margine Nord occidentale, nei pressi di Barletta, e di alcune falde sospese nell'ambito di terreni post-cretacei che sovrastano i calcari mesozoici in corrispondenza dell'Alta Murgia (tav. 1 f.t.; CIARANFI *et alii*, 1988).

2.1.2.4. - Area idrogeologica della Piana di Brindisi

La Piana di Brindisi corrisponde ad una vasta depressione strutturale del basamento carbonatico mesozoico che, dall'entroterra, nei dintorni di Francavilla Fontana, si approfondisce progressivamente verso il litorale adriatico, raggiungendo, nella parte terminale, quote abbondantemente inferiori a quella medio marina (fig. 2.13; tavv. 1, 2 f.t.). Tale depressione è stata colmata, a seguito di distinte fasi eustatico-tettoniche, da sedimenti del ciclo della Fossa Bradanica e da depositi marini terrazzati. Procedendo dall'alto verso il basso è possibile, infatti, riconoscere, affiorante quasi ovunque, un banco sabbioso con sparsi ciottoli di natura calcarea o calcarenitica, che passa, con interposizione di un banco calcarenitico di ridotta

potenza, alle Argille grigio-azzurre (Argille subappennine) infra-pleistoceniche, a loro volta poste su di una formazione calcarenitica bianco-giallastra del Plio-Pleistocene, direttamente trasgressiva sui calcari mesozoici di base.

La successione litostratigrafica della Piana brindisina è tale da consentire la presenza di due distinti acquiferi. Oltre alla circolazione idrica sotterranea profonda, con sede nei calcari mesozoici e in genere posta in comunicazione con le calcareniti plio-pleistoceniche, va notata anche la presenza di una falda superficiale, contenuta nella formazione sabbiosa e in parte calcarenitica, sostenuta alla base dalle Argille grigio-azzurre. Come descritto dettagliatamente nel capitolo 16, nella letteratura scientifica è consuetudine far coincidere la Piana di Brindisi con un'area, molto irregolare, che corrisponde alla porzione di territorio interessata proprio alla falda superficiale. In questa sede la Piana di Brindisi è stata invece individuata, per semplicità, su base prettamente morfologica; in particolare si è assunto coincida con la porzione di territorio pianeggiante che si contrappone agli alti murgiani (fig. 2.13).

Nelle porzioni più interne della Piana, ove i calcari di base hanno quote maggiori del livello mare, la falda profonda presenta, in genere, discreti caratteri di qualità, a meno di locali peggioramenti quantitativi e qualitativi dovuti alle pressioni antropiche esercitate dalla realizzazione incontrollata di pozzi di captazione.

In prossimità dell'abitato di Brindisi, i calcari acquiferi degradano rapidamente sotto il livello del mare. Qui la risorsa idrica sotterranea è in pressione e spesso fortemente salmastra. L'asperata sottrazione di acqua sotterranea ha determinato la progressiva sostituzione di acque dolci con acque fortemente inquinate a causa del miscelamento con acqua marina.

2.1.2.5. - Area idrogeologica dell'Arco Ionico Tarantino

L'Arco Ionico Tarantino si estende nell'intorno del Mar Piccolo e si sviluppa nell'interno del continente per alcune decine di chilometri (fig. 2.13; tavv. 1, 2 f.t.). Assume, infatti, la forma di un anfi-

teatro, circondato tutto intorno dalle Murge e dalle loro propaggini orientali. I rilievi calcarei della Murgia digradano, qui, attraverso ripidi salti, verso il mare.

La falda profonda, contenuta nella formazione carbonatica, è alimentata sostanzialmente dalla porzione Sud-orientale dall'altopiano murgiano. Le modalità che regolano il flusso sotterraneo e il conseguente deflusso in mare delle acque di falda sono, nelle linee generali, semplici, là dove questa avviene in condizioni freatiche o poco confinate, ossia quando calcari acquiferi sono elevati sopra il livello mare o poco più profondi, come nella zona a Nord del Mar Piccolo. Nelle porzioni di SE e SW dell'area, la falda profonda è costretta, invece, a defluire molto sotto il livello del mare, a causa della notevole profondità di rinvenimento dei calcari mesozoici acquiferi e dallo sbarramento della coltre argillosa soprastante. L'efflusso a mare si differenzia qui a seconda dei rapporti esistenti tra profondità dei calcari entro costa, carichi piezometrici della falda e spessore e continuità dei terreni impermeabili sovrastanti all'acquifero (fig. 2.1). Nella porzione di SE i terreni argillosi esercitano, infatti, uno sbarramento totale all'efflusso delle acque di falda a mare, sicché queste ultime si mescolano con l'acqua marina di intrusione continentale prima di raggiungere la linea di costa. Nella porzione di SW la falda ha invece modo di riversarsi a mare oltre la linea di costa, ove la superficie piezometrica intercetta, presumibilmente, affioramenti calcarei *off shore*.

Nell'area idrogeologica dell'Arco Ionico Tarantino esistono delle sorgenti importanti. Nel caso di scaturigini in quota, spesso si tratta di sorgenti di portata rilevante, come nel caso della sorgente di trabocco Tara (par. 4.4). Le sorgenti sono spesso connesse alla presenza di ampi terrazzi; sull'argomento esiste una vasta letteratura scientifica risalente ad un felice periodo di rilevazioni geostratigrafiche, riguardo alle variazioni delle linee di costa ed al deposito di terrazzi, in prevalenza del Quaternario (COTECCHIA & MAGRI, 1967; COTECCHIA *et alii*, 1969, 1971a, 1971b). Esistono poi notevoli sorgenti sottomarine nel Mar Piccolo, definite localmente "citri", ove confluiscono le principali direttrici di deflusso sotterraneo provenienti dalla Murgia (par.

17.5). In corrispondenza di queste manifestazioni sorgentizie è stata eseguita un'importante ricerca illustrata nel lavoro inedito COTECCHIA, 1991, inserito nel DVD allegato, sull'individuazione e la captazione delle acque della scaturigine sottomarina "Galeso", presente nel Mar Piccolo di Taranto: la polla principale, localizzata a 18 m sotto il livello del mare, ha una portata di ben 800 l/s, ed è stata sollevata alla superficie del mare con tecnologie di grande rilievo.

2.1.2.6. - Area Idrogeologica del Salento

L'area idrogeologica del Salento coincide con l'omonima Penisola (fig. 2.13), delimitata dai mari Adriatico e Ionio e confinante, a Nord, con l'area idrogeologica della Murgia, cui fa seguito in corrispondenza della cosiddetta Soglia Messapica (par. 15.1). Le acque sotterranee delle porzioni meridionali dell'acquifero murgiano, caratterizzato da valori modesti del coefficiente di permeabilità e notevoli carichi piezometrici, si riversano in quello salentino, con cadente piezometrica che si riduce gradualmente in rapporto all'incremento del coefficiente di permeabilità caratteristico della Soglia Messapica.

Caratteristica peculiare dell'area salentina è il fatto che la falda profonda galleggia ovunque sull'acqua di mare: il Mar Adriatico e il Mar Ionio sono dunque in continuità idraulica nel sottosuolo (fig. 2.3). La falda di acqua dolce assume una particolare conformazione a lente (COTECCHIA *et alii*, 1957; COTECCHIA, 1958), con massimo spessore nella zona centrale della penisola, ove si localizza lo spartiacque sotterraneo che suddivide la porzione di falda diretta verso il Mar Adriatico da quella che si riversa nel Mar Ionio (tav. 4 f.t.).

Nel territorio salentino la circolazione idrica sotterranea profonda si sviluppa quasi ovunque in condizioni freatiche o poco in pressione. Solo in alcune zone costiere la falda profonda è significativamente in pressione a causa di particolari lineamenti geostrutturali. Qui i calcari acquiferi, ricoperti in genere da coltri post-cretacee poco o affatto permeabili, digradano, quasi sempre in ragione di una blanda tettonica disgiuntiva, a profondità variabili da alcune decine di metri sino ad oltre

150 m sotto il livello mare. È il caso questo, ad esempio, del litorale adriatico a Nord-Ovest di Otranto o del litorale ionico in prossimità dell'abitato di Gallipoli (sezione I-I', tav. 4 f.t.).

Le falde superficiali del Salento si rinvergono nelle province di Brindisi e Lecce e sono contenute, fondamentalmente, in terreni calcarenitici o arenacei. Il livello di base di dette falde superficiali è rappresentato da banchi argillosi o, in mancanza di essi, da livelli poco permeabili della formazione stessa, come accade per i corpi idrici presenti nei banchi di "Pietra Leccese". Questa è, infatti, caratterizzata a volte da scarsa permeabilità, per via del cemento che coinvolge la matrice calcarenitica e della scarsa fratturazione tettonica. Sul versante adriatico compreso tra Lecce ed Otranto è presente a volte una importante falda idrica superficiale, contenuta nei terreni quaternari costituiti da calcareniti marnose, sabbioni calcarei e calcari grossolani fossiliferi. Il capitolo 18, dedicato all'area salentina, tratterà più da vicino le varietà litologiche delle Calcareniti del Salento, motivandone i caratteri di permeabilità, variabili da caso a caso, ed analizzando le connessioni idrauliche esistenti tra queste ed i calcari cretacei.

Le riserve acquifere del sottosuolo salentino sono fondamentali per il mantenimento e lo sviluppo agricolo dell'area, oltre che per gli approvvigionamenti potabili, ormai attuati con troppa disinvoltura. Il notevole numero di perforazioni eseguite per la captazione delle acque sotterranee, se da un lato ha contribuito a fornire un'ampia messe di informazioni, necessarie per la caratterizzazione geologica ed idrogeologica dell'area e per la comprensione del comportamento idrodinamico della falda, dall'altro è ormai all'origine del processo di salsificazione delle acque dolci della falda profonda da parte delle acque marine intruse nel continente. A tal riguardo va sottolineato che già le prime ricerche condotte negli anni '50 (COTECCHIA *et alii*, 1957; COTECCHIA, 1958) evidenziarono la necessità di procedere a criteri razionali di pianificazione e gestione della risorsa idrica presente nei calcari di base del Salento, fortemente sensibili sia al fenomeno della intrusione marina, sia alla immissione di sostanze inquinanti dalla superficie, determinata dalla elevata vulnerabilità dell'acquifero.

2.2. - CARATTERI DI PERMEABILITÀ DEGLI ACQUIFERI REGIONALI

2.2.1. - *Acquiferi carbonatici mesozoici*

Le formazioni contenenti le maggiori riserve acquifere della regione sono rappresentate dai calcari e calcari dolomitici del Mesozoico (in precedenza del Cretaceo), permeabili per fratturazione e carsismo. Questi sono in genere interessati da frequenti fratture di origine tettonica che, intersecandosi con i giunti di strato, determinano un vero e proprio sistema irregolare di fessure, in cui si esplica la circolazione idrica sotterranea profonda (COTECCHIA, 1955, 1963, 1967a, 1979; COTECCHIA *et alii*, 1957). Le fessure risultano in genere allargate dall'azione del carsismo, che può determinare sia un incremento generalizzato della permeabilità, sia la formazione di vie preferenziali di flusso (par. 1.4). La presenza di inclusioni di materiali argillosi (par. 1.5), singenetici o postgenetici, riducono invece notevolmente la penetrabilità all'acqua delle discontinuità.

L'entità dell'azione solvente delle acque sotterranee e il successivo dilavamento della roccia è funzione di numerosi fattori, tra cui l'intensità delle piogge, le caratteristiche del moto con cui avviene la circolazione idrica sotterranea, la composizione chimica della roccia stessa e la tettonica cui la roccia è stata sottoposta (WHITE, 2002; FORD & WILLIAM, 2007). Da questo insieme di circostanze dipende la permeabilità della formazione calcarea nel particolare contesto pugliese (GRASSI, 1974; COTECCHIA, 1977), che risulta quindi differente da zona a zona, a seconda delle modalità con cui tali fattori hanno agito nella storia geologica dell'area. Si osserva, infatti, come nel Salento la permeabilità è in genere molto elevata, mentre nella vicina Murgia, specie nelle zone interne, è notevolmente inferiore. La permeabilità è poi funzione della continuità laterale e verticale delle discontinuità, aspetto legato sostanzialmente agli effetti di un'evoluzione tettonica differenziata.

Le ricerche e le indagini eseguite negli ultimi 60 anni hanno avvalorato l'ipotesi che, nella maggior parte dei casi, il sistema di fratture e vuoti carsici è nel complesso fortemente intercomunicante,

sicché le acque sotterranee vengono a costituire un'unica falda, la cui circolazione idrica avviene in modo continuo e diffuso. In dette condizioni può quindi ritenersi che l'acquifero profondo carsico presenti una "permeabilità in grande" e che, nella maggior parte del territorio pugliese, possa essere considerato alla stregua di un mezzo poroso equivalente, in ipotesi di validità della legge di Darcy (COTECCHIA, 1955, 1967a; MONGELLI & REINA, 1962; COTECCHIA *et alii*, 1957, 2007a; COTECCHIA & SCURO, 2010). In Puglia il carsismo non ha infatti raggiunto un processo evolutivo ovunque molto avanzato, come quello ad esempio del Carso triestino, ove la circolazione idrica sotterranea avviene in forme molto concentrate, entro condotti notevolmente sviluppati longitudinalmente e allargati dal carsismo. Non mancano, tuttavia, situazioni singolari anche nella nostra regione, in cui si rilevano importanti sistemi carsici, come le Grotte di Castellana. Si tratta di situazioni locali, quasi sempre assenti alle quote entro cui si esplica oggi la circolazione idrica sotterranea. Nei casi in cui si rinvergono cavità carsiche importanti nell'ambito dell'acquifero ove ha sede la circolazione idrica sotterranea, si può pensare che queste non influenzino sostanzialmente il moto della falda, vuoi perché spesso ricolme di terre rosse, vuoi perché le acque di falda in esse contenute sono in equilibrio idraulico con quella circolante nelle fratture che attraversano l'ammasso roccioso circostante. A ciò fanno eccezione quelle singolarità geostrutturali e cavità di carsismo costiero, cui sono associate gli efflussi concentrati delle acque di falda a mare. In tal caso, sia il moto della falda verso il mare sia l'intrusione di acqua marina nel continente, sono fortemente influenzate dall'esistenza di linee di drenaggio preferenziali.

Vista la molteplicità delle situazioni che possono verificarsi lungo il territorio regionale, è in ogni caso necessario, al fine di considerare la possibilità di assimilare l'acquifero carbonatico mesozoico ad un mezzo poroso-equivalente, esaminare in ogni specifico contesto idrogeologico e per ogni finalità di studio, su base quantitativa e oggettiva, le modalità con cui si esplica la circolazione idrica sotterranea.

2.2.2. - *Acquiferi plio-quadernari*

Sebbene le maggiori riserve idriche sotterranee siano contenute prioritariamente nelle formazioni carbonatiche mesozoiche, non mancano quelle contenute in acquiferi più recenti, costituiti in genere da depositi quadernari alluvionali permeabili per porosità. È il caso degli acquiferi superficiali del Tavoliere, della Piana di Brindisi, delle aree a bassa quota dell'Arco Ionico Tarantino e di taluni acquiferi superficiali del Salento.

La permeabilità degli acquiferi plio-quadernari è in genere medio-bassa, ancorché variabile a seconda dell'assortimento granulometrico dei terreni e delle loro condizioni litologico-stratigrafiche. Tali acquiferi presentano una più o meno marcata anisotropia ed eterogeneità, da valutare e quantificare caso per caso, in relazione ai risultati di indagini idrogeologiche da eseguire in sito. A tal fine è fondamentale l'analisi della distribuzione delle altezze piezometriche e l'interpretazione di prove di permeabilità in pozzo e prospezioni idrogeologiche, anche con metodi geofisici.

2.2.3. - *Acquiferi miocenici*

Discorso a parte meritano, infine, i caratteri di permeabilità di formazioni carbonatiche mioceniche della Pietra Leccese, delle Calcareniti di Andrano e di altre formazioni calcarenitiche similari dal punto di vista idrogeologico.

Le formazioni mioceniche si comportano generalmente come terreni scarsamente o affatto permeabili, tali da non poter essere assimilati a mezzi acquiferi, cosicché quando si spingono sotto il livello del mare e poggiano direttamente sui calcari mesozoici acquiferi, costringono la falda profonda a defluire verso il mare in condizioni pressoché confinate. Inoltre costituiscono spesso il livello di base su cui s'impone una circolazione idrica superficiale avente parte negli acquiferi plio-quadernari superficiali discussi nel precedente paragrafo. Sono comunque frequenti le situazioni in cui le Calcareniti del leccese, ove oggetto di neotettonica, sono caratterizzate da fratturazione, con distanze reciproche tra le fratture in genere molto superiori a quelle dei calcari e dolomie mesozoici.

Le rocce mesozoiche hanno infatti subito una tettonica da più lungo tempo, che ha inciso fortemente sulla densità di fratturazione, tanto da poterle spesso considerare, dal punto di vista idrodinamico, equivalenti ad un mezzo poroso.

Le formazioni calcarenitiche mioceniche sono dotate di una permeabilità per porosità tanto bassa da essere generalmente trascurabile, per cui la loro permeabilità è legata soltanto allo stato di fratturazione, interessato eventualmente da fenomeni carsici. Questi determinano caratteri di permeabilità variabili da caso a caso, in relazione all'intensità dello stesso stato di fratturazione. Quando quest'ultimo è molto intenso, le formazioni mioceniche sono spesso interessate da significative falde superficiali, a volte separate dalla falda profonda da livelli impermeabili, egualmente miocenici, non interessati da significativa fratturazione. La circostanza è stata, ad esempio, riconosciuta in prossimità della sorgente Idume (par. 4.4), ove la falda superficiale, circolante nelle formazioni calcarenitiche del plio-pleistocene e del Miocene (Calcareniti di Andrano), è quasi ovunque separata da quella profonda attraverso livelli impermeabili sempre riferibili al Miocene (Pietra Leccese), ma poco fratturati. Questi livelli presentano però, localmente, un marcato stato di fratturazione, che determina connessioni idrauliche tra la falda superficiale, miocenica, e quella profonda, contenuta nell'acquifero mesozoico. Quest'ultima situazione, in cui la permeabilità delle formazioni mioceniche è concentrata solo lungo talune vie di drenaggio sotterraneo, è caratterizzata dalla impossibilità di trattare il mezzo acquifero alla stregua di un mezzo poroso. L'analisi di tali situazioni riveste particolare importanza nello studio della vulnerabilità degli acquiferi mesozoici, in quanto la presenza di discontinuità entro questi materiali comporta la comunicabilità idraulica tra acquiferi superficiali e l'acquifero profondo, anche quando, su scala regionale, l'acquifero profondo sembrerebbe protetto, tanto da poterlo considerare poco o affatto vulnerabile all'inquinamento, come sarà illustrato nel capitolo 10.

Quando le formazioni si presentano invece intensamente fratturate e giacenti sui calcari mesozoici di base, senza l'interposizione di strati

impermeabili, la falda circolante presenta caratteristiche simili a quella profonda carsica. In tali condizioni, tipiche della Terra d'Otranto e della Piana di Brindisi, ove non ha senso distinguere la falda dell'acquifero miocenico da quella profonda, circolante nei calcari mesozoici, è lecito considerare un unico corpo idrico, circolante in condizioni pressoché freatiche, in un acquifero eterogeneo, costituito, nelle assise superiori, da rocce mioceniche e, in quelle inferiori, da rocce mesozoiche, con caratteri di permeabilità differenti, legati allo stato di fratturazione delle due formazioni.

2.2.4. - *La modellazione idraulica del sistema acquifero*

Qualunque azione di tutela, controllo e pianificazione della risorsa idrica sotterranea deve essere basata sui principi fisico-matematici dell'idraulica sotterranea, per poter rispondere adeguatamente ai vari quesiti connessi con la corretta gestione della risorsa idrica. Gli strumenti fisico-matematici dell'idraulica sotterranea, infatti, contribuiscono fortemente alla soluzione dei numerosi problemi gestionali del caso. Basti pensare alle notevoli applicazioni di questi strumenti nello studio del comportamento idraulico di un pozzo in esercizio in acquiferi ove la falda presenti una stratificazione salina (par. 2.3.2; cap. 12), nell'analisi dell'evoluzione dell'equilibrio tra acqua dolce di falda e acqua di mare su scala regionale (cap. 5), nell'applicazione dei criteri di delimitazione delle aree di salvaguardia per la sicurezza del consumo idrico a fini umani (cap. 10, par. 15.14 e 18.5), nonché nello studio ed interpretazione dei bilanci idrici degli acquiferi regionali (par. 2.7; cap. 5).

Lo studio della risposta idrodinamica dei corpi idrici sotterranei alle perturbazioni, di carattere sia antropico sia naturale, presenta molto spesso aspetti di non facile soluzione. La molteplicità delle variabili da compendiare comporta sovente l'adozione di modelli fisico-matematici sofisticati e di difficile gestione, tanto in fase di *input* quanto in fase di interpretazione dei risultati. Gli strumenti di calcolo e previsione devono essere, dunque, facilmente gestibili – per poter raggiungere un giusto compromesso tra velocità, semplicità e precisione di calcolo – e devono basarsi in ogni caso su dati

di *input* reperibili attraverso campagne di indagini in situ e laboratorio. La modellazione matematica del moto di filtrazione della falda all'interno degli acquiferi regionali richiede, del resto, la prioritaria definizione del modello concettuale dell'acquifero preso in esame. Il modello in questione deve essere, poi, discretamente semplice, per cogliere gli aspetti peculiari del comportamento idraulico dei corpi idrici sotterranei, anche se galleggiano su acqua di mare.

Per individuare il modello concettuale di acquifero più corretto e razionale, occorre innanzitutto esaminare il tipo di permeabilità che lo caratterizza. Le formazioni acquifere sono, infatti, classificabili a seconda della loro natura litologica e strutturale, e in particolare del ruolo che i vuoti ivi presenti svolgono nei confronti della circolazione idrica sotterranea. In particolare, è possibile individuare le seguenti tipologie:

- 1) Mezzo permeabile per porosità;
- 2) Mezzo permeabile per fratturazione, in cui la permeabilità è legata solo al sistema delle fratture, essendo praticamente nulla quella dovuta alla porosità della matrice rocciosa, o comunque tanto inferiore da poterla trascurare nelle applicazioni pratiche.
- 3) Mezzo permeabile per porosità e fratturazione, in cui la permeabilità è legata sia alle caratteristiche del sistema di fessure, sia alla porosità della matrice rocciosa; in questo caso, pur essendo la permeabilità per fratturazione di gran lunga maggiore - come nel caso precedente - , quella per porosità non è trascurabile.
- 4) Mezzo permeabile per carsismo, in cui il flusso idrico ha sede fondamentalmente in cunicoli, condotti e caverne di varia geometria, determinati dal fenomeno carsico.
- 5) Mezzo permeabile per carsismo e fratturazione, in cui il flusso idrico ha sede sia nei cunicoli e caverne determinati dal carsismo, sia all'interno di fratture non ancora alterate. In genere si parla anche di mezzo permeabile per fratturazione e carsismo, se quest'ultimo determina unicamente un allargamento delle fratture di origine tettonica, incrementandone così la permeabilità, senza però determinare dei veri e propri condotti carsici sotterranei.

In accordo con quanto esposto, gli acquiferi re-

gionali contenenti la falda profonda possono sostanzialmente ricadere nella tipologia 2 e 5, come anche nella 4, in particolari situazioni ubicate in prossimità di manifestazioni sorgentizie costiere. Nel caso di acquiferi superficiali possono riscontrarsi tutte le situazioni sopra menzionate, anche se quelle più frequenti sono la 1 per gli acquiferi plio-quadernari e la 2 per gli acquiferi miocenici.

Con riferimento agli acquiferi mesozoici, va anche considerata la possibilità di incontrare casi in cui la permeabilità della roccia è condizionata dalla presenza di terre rosse, che possono riempire, totalmente o parzialmente, i vuoti carsici e le fratture. La permeabilità delle formazioni rocciose mesozoiche deriva, insomma, dalla combinazione di più circostanze. È necessario, caso per caso ed in relazione al problema oggetto di studio, ricondurre il modello fisico reale a modelli fisico-matematici semplici, in grado di coglierne gli aspetti fondamentali, adottando le possibilità di sintesi offerte dall'idraulica sotterranea e sottoponendo di volta in volta i risultati ottenuti a verifiche sperimentali.

Da un punto di vista prettamente teorico, ad ognuno di queste tipologie di rocce dovrebbe corrispondere un ben preciso schema di calcolo (CRAVERO & FIDELIBUS 1998; CRAVERO *et alii*, 2004; FIDELIBUS, 2005; GALEANDRO & SIMEONE, 2010; SCHMELLIN & ROSS, 2008; WHITE, 2002; KOVACS & SAUTER, 2008; FORD & WILLIAMS, 2007). Di seguito sono presi in considerazione unicamente i due schemi di calcolo fondamentali, che meglio si adattano agli specifici problemi gestionali delle risorse idriche sotterranee in Puglia:

- Mezzo fratturato, in cui si trascura la permeabilità della matrice porosa e si studia il flusso idrico avente parte nelle discontinuità;
- Mezzo poroso, applicato agli acquiferi porosi ed a quelli fratturati e carsici che possono essere ritenuti equivalenti ad un mezzo poroso.

2.2.4.1. - Il Mezzo Fratturato

Ove non sia possibile considerare l'acquifero come equivalente ad un mezzo poroso, questo può essere considerato un mezzo fratturato cui si applicano le leggi dell'idraulica delle correnti in pressione (LOUIS, 1974; CRAVERO *et alii*, 2004;

FIDELIBUS, 2005; KOVACS & SAUTER, 2008), opportunamente adeguate alla natura del mezzo in cui si esplica il moto.

Ove il *moto* avente parte in una generica frattura sia di tipo *laminare* – e questo indipendentemente dalla natura geologica e dall'origine della discontinuità – la legge che lega la portata d'acqua interessante la frattura al gradiente idraulico può essere espressa come segue (FIDELIBUS, 2005):

$$Q [m^3/s] = T_f b J \quad (2.1)$$

con il seguente significato dei simboli:

$T_f [m^2/s]$ = trasmissività della frattura;

$J [-]$ = gradiente idraulico;

$b [m]$ = larghezza della frattura;

La trasmissività della frattura può, a sua volta, essere relazionata all'apertura idraulica mediante la nota legge cubica (FIDELIBUS, 2005):

$$T_f [m^2/s] = g e_h^3 / 12\nu \quad (2.2)$$

dove:

$g [m/s^2]$ = accelerazione di gravità;

$e_h [m]$ = apertura idraulica della frattura;

$\nu [m^2/s]$ = viscosità cinematica.

In condizioni di moto laminare la portata interessante una frattura è quindi direttamente proporzionale al gradiente idraulico e al cubo dell'apertura idraulica. All'aumentare della velocità il moto diventa turbolento e si perde la diretta proporzionalità tra portata e gradiente idraulico. In condizioni di *moto turbolento* si ha, infatti:

$$Q [m^3/s] = T_f b J^\alpha \quad (2.3)$$

dove $\alpha [-]$ è un coefficiente variabile tra 0,5÷1.

L'applicazione delle leggi di cui sopra ai sistemi di fratture e vuoti carsici, ai fini dell'interpretazione del monitoraggio e della gestione delle risorse idriche sotterranee contenute negli acquiferi regionali del Mesozoico, non è certo agevole. La conoscenza delle dimensioni delle fratture, il loro orientamento, la rugosità, l'apertura idraulica e la geometria del sistema di fratture e vuoti carsici nel loro insieme, sono tutti parametri di complessa determinazione negli acquiferi in questione. Occorre pertanto introdurre, ove possibile e su solide basi scientifiche, opportune semplificazioni, basate sulle conoscenze geostrutturali e idrauliche disponibili.

Va inoltre sottolineato che la definizione idraulica completa di un acquifero fratturato è possibile anche attraverso metodi statistici (CRAVERO *et alii*,

2004; FIDELIBUS, 2005; CRAVERO & FIDELIBUS, 1998; KOVÁCS & SAUTER, 2008) i quali – vista la notevole mole di dati necessari alla loro applicazione – rivestono un qualche interesse solo per l'analisi particolareggiata di casi locali ed isolati. Si rimanda alla bibliografia di questo stesso paragrafo per approfondire l'argomento con il dovuto rigore scientifico.

2.2.4.2. - Il Mezzo Poroso Equivalente

Il modello di mezzo poroso equivalente (EPM), è largamente impiegato per l'esame del comportamento idraulico degli acquiferi pugliesi. Esso si basa sul concetto di volume elementare rappresentativo (REV), definito come il volume di acquifero superato il quale la densità di una specifica grandezza raggiunge un valore stabile (BEAR, 1979; WHITE, 2002; KOVACS & SAUTER, 2008). Ciò significa che, assumendo volumi di acquifero progressivamente superiori al REV, il valore di detta grandezza, come ad esempio il coefficiente di permeabilità del mezzo, non cambia, a meno della presenza di eterogeneità interpretabili nell'ambito dell'idraulica dei mezzi porosi (fig. 2.14).

Dal confronto dei risultati ottenuti con simulazioni numeriche del flusso idrico sotterraneo eseguite nell'ipotesi sia di acquifero discontinuo sia di acquifero poroso, LONG *et alii* (1982) osservano che il comportamento idraulico del mezzo fratturato si approssima a quello di un mezzo poroso in caso di concorso delle seguenti condizioni: la densità delle fratture è elevata; l'apertura delle fratture è grossomodo costante; l'orientamento delle frat-

ture è ben distribuito; il volume testato per la determinazione del coefficiente di permeabilità ha dimensioni elevate, tali da racchiudere un campione statisticamente rappresentativo dell'ammasso roccioso.

La verifica puntuale di queste condizioni è in ogni caso alquanto soggettiva, oltre che scarsamente agevole, data la necessità di verificare la distribuzione spaziale di grandezze spesso non facilmente misurabili *in situ*. È possibile, tuttavia, fare riferimento ad alcuni criteri di valutazione indiretti (BRADBU *et alii*, 1991) basati, tra l'altro, sull'osservazione dei risultati ottenibili da prove in situ speditive e/o di facile esecuzione, di seguito descritti:

Prove di portata: l'abbassamento piezometrico misurato durante prove di pompaggio deve essere direttamente proporzionale alla portata emunta (fig. 2.15a). A tale proposito si noti che perdite di carico quadratiche, misurate in corrispondenza di elevate portate di emungimento, non indicano necessariamente la inesistenza di un REV. Queste, infatti, possono attribuirsi a turbolenze nel moto, generate solo in prossimità del pozzo dalle elevate depressioni idrodinamiche applicate, fenomeno ancora interpretabile nell'ambito dell'idraulica dei mezzi porosi. Nel caso si disponga di misure di livello statico eseguite in piezometri posti nell'intorno del pozzo in emungimento, è necessario verificare che le curve depressioni/tempo, misurate per ciascun piezometro, abbiano forme simili tra loro e relazionabili con la distanza del piezometro dal pozzo (fig. 2.15b), e che il cono di depressione, generato dal pompaggio, sia circolare o ellittico, in relazione alla distribuzione dei carichi piezometrici esistente prima dell'emungimento (fig. 2.15c).

Distribuzione dei carichi piezometrici: la distribuzione dei carichi piezometrici deve essere regolare, senza "gradini" o anomalie.

Effetto scala: la distanza tra le fratture entro cui si esplica la circolazione idrica sotterranea deve essere piccola in confronto al volume significativo del problema che si intende esaminare. Tale condizione implica che lo stesso acquifero, permeabile per fratturazione e carsismo, possa essere assimilato ad un mezzo poroso per la risoluzione di determinati problemi e non di altri. Così, un mezzo

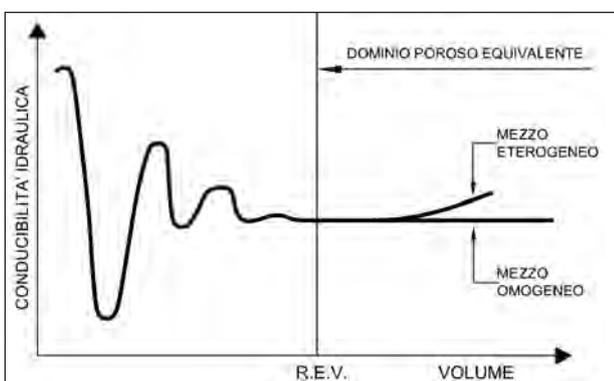


Fig. 2.14 - Definizione del Volume Elementare Rappresentativo (REV) di un acquifero (da BEAR, 1979).

– Representative Elementary Volume (REV) of an aquifer (from BEAR, 1979).

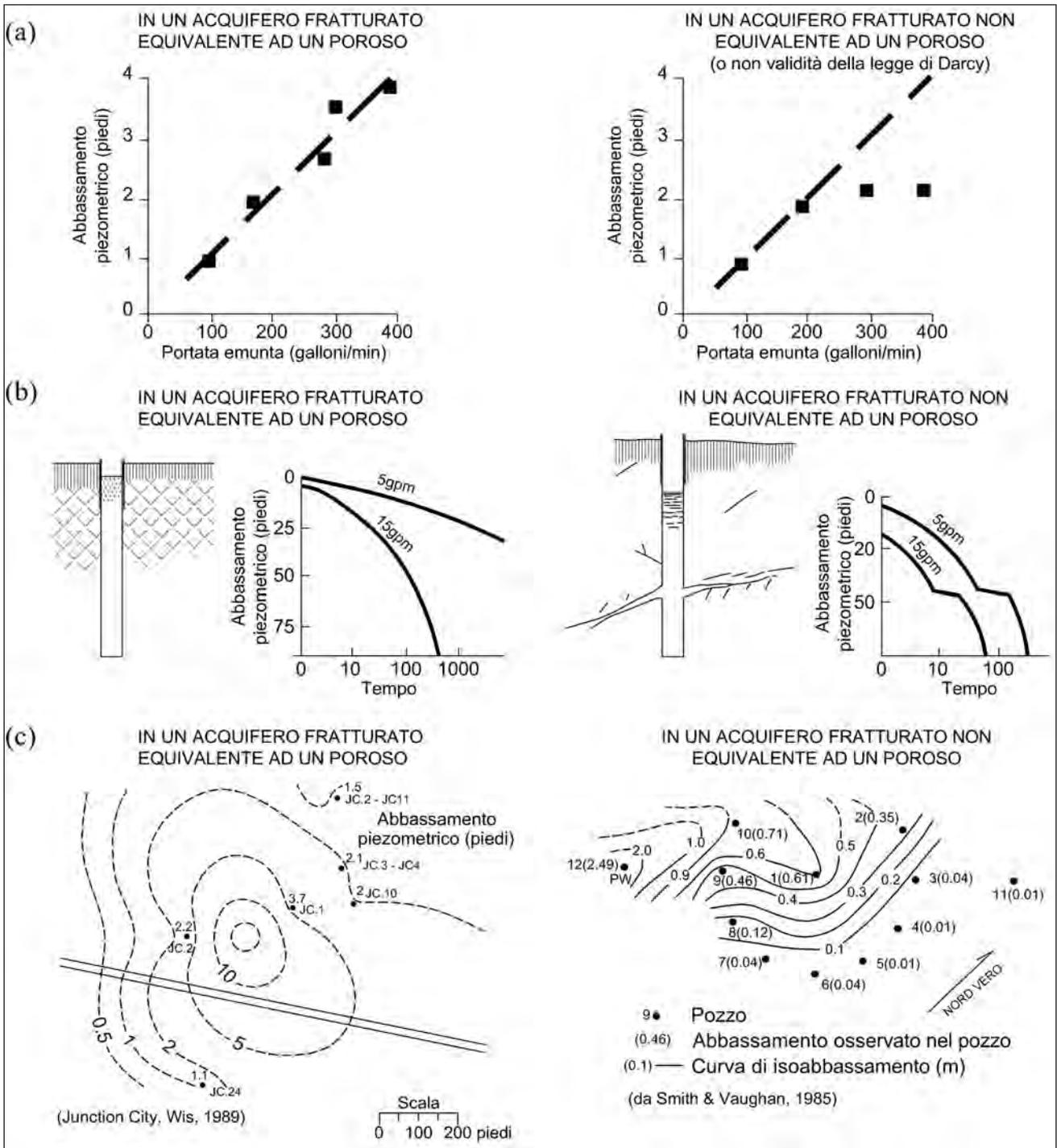


Fig. 2.15 - Esempi di risultati di prove di portata con indicazione delle condizioni entro cui può ritenersi valida l'equivalenza tra un mezzo fratturato ed uno poroso di pari permeabilità (mod. da BRADPU *et alii*, 1991): a) legame portata-depressione; b) legame depressione-tempo; c) cono di depressione.

– Some examples of pumping tests showing the conditions where equivalence between a fractured media and a porous media of equal permeability may apply (modified from BRADPU *et alii*, 1991): a) well discharge versus drawdown; b) drawdown versus time; c) cone of depression.

interessato da uno stato di fratturazione regolare, ma con distanza delle fratture dell'ordine della decina di metri, può ritenersi un poroso equivalente quando si studiano problemi su scala regionale, relativi ad esempio all'emungimento da un campo

pozzi, mentre va considerato un mezzo discontinuo in problemi di ingegneria di carattere locale (esecuzione di piccoli scavi, problemi di fondazione delle strutture, ecc.). È necessario, infine, verificare che le variazioni dei carichi piezometrici,

naturali o indotte da azioni antropiche, siano contenute nell'ambito del volume elementare rappresentativo (REV).

Distribuzione del coefficiente di permeabilità: nel caso in cui si disponga, nell'area di interesse, di un significativo numero di misure del coefficiente di permeabilità, eseguite con prove interpretate con i metodi dell'idraulica dei mezzi porosi, è necessario verificare che la distribuzione dei valori del coefficiente di permeabilità risultante dalle prove stesse sia ben approssimata da una curva log-normale. Nel caso in cui tale condizione non sia verificata, va comunque valutato, caso per caso, se tale circostanza è dovuta effettivamente alla non assimilabilità del mezzo fratturato ad uno poroso.

Variazione delle caratteristiche chimico-fisiche delle acque di falda: i parametri chimico-fisici delle acque di falda, come temperatura, salinità e conducibilità elettrica, devono presentare valori costanti nello spazio e nel tempo, oppure presentare variazioni non attribuibili alla presenza di vie preferenziali di drenaggio.

Verificate dette condizioni, si può quindi ritenere, alla scala entro cui tali determinazioni sono state eseguite, che esista un REV, ovvero che il mezzo sia equivalente ad uno poroso. Tuttavia, si tratta pur sempre di condizioni necessarie, ma non sufficienti, a dimostrare l'equivalenza, che quindi va sempre verificata sperimentalmente.

2.2.4.3. - Limiti di applicabilità della relazione di Darcy

Individuata la possibilità di assimilare un acquifero permeabile per fratturazione e carsismo ad un mezzo continuo equivalente, è necessario verificare che il moto della falda sia di tipo laminare. Solo in quest'ultima ipotesi, infatti, è possibile applicare la relazione di Darcy.

Per ricavare utili indicazioni sul tipo di moto che caratterizza la falda negli acquiferi carbonatici fratturati e carsici della nostra regione, si richiamano qui alcune considerazioni sul significato del numero di Reynolds di una corrente idrica sotterranea avente parte in un mezzo fratturato.

Il numero di Reynolds è definito dalla seguente relazione:

$$Re[-] = \frac{2 \times v_f \times e_h}{\nu} = \frac{D_h \times v_f}{\nu} \quad (2.4)$$

dove:

v_f [m/s]: velocità media dell'effettiva distribuzione delle velocità nella frattura, che può assumersi di tipo parabolico (fig. 2.16). Questa, in generale, può essere determinata con la relazione $v_f = v/n$, dove n è la porosità del mezzo e v la velocità di Darcy.

D_h [m] = $2e_h$: raggio idraulico della frattura;

e_h [m]: apertura idraulica della frattura;

ν [m²/s]: viscosità cinematica dell'acqua.

Per la viscosità cinematica, pari al rapporto tra la viscosità e la densità dell'acqua, può assumersi il valore corrispondente ad una temperatura di 20°C, pari a:

$$\nu = \frac{\mu}{\rho} = \frac{10^{-3} \frac{Kg}{m \times s}}{1000 \frac{Kg}{m^3}} = 10^{-6} \frac{m^2}{s} \quad (2.5)$$

Il valore del numero di Reynolds in corrispondenza del quale si ha il passaggio dal flusso laminare a quello di transizione, è funzione della rugosità del condotto. Per superfici lisce, esso è pari a 2300 e si riduce all'aumentare della rugosità relativa, fino ad assumere, per rugosità molto elevate, valori orientativamente pari a 10÷100. Nei casi reali (figg. 2.17, 2.18) il flusso è turbolento per valori di $Re > 100 \div 500$ (KOVÁCS & SAUTER, 2008; FORD & WILLIAM, 2007; FREEZE & CHERRY, 1979)

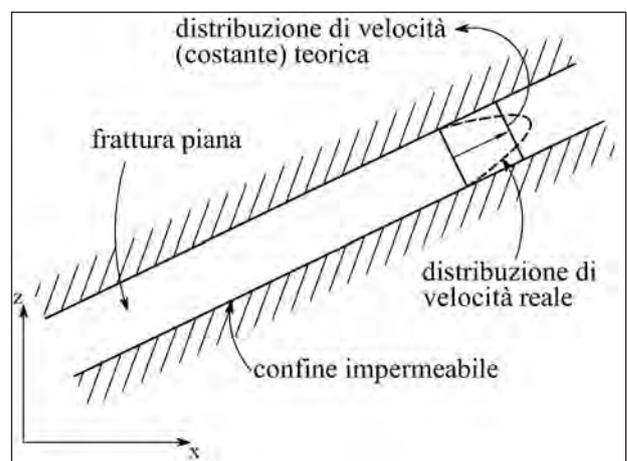


Fig. 2.16 - Schema della distribuzione delle velocità in una frattura piana (mod., da FIDELIBUS, 2005).

- Scheme of the velocity distribution in a plane fracture (modified from FIDELIBUS, 2005).

zione delle aree di salvaguardia delle risorse idriche sotterranee destinate all'uso potabile nella regione Puglia". Questi risultati rappresentano, in particolare, i valori massimi della velocità di filtrazione misurate lungo ciascuna verticale nelle due aree pilota di Casamassima – Valenzano e Corigliano d'Otranto, rappresentative di due contesti idrogeologici regionali molto differenti, il primo afferente all'area della Murgia, il secondo a quella del Salento, caratterizzate da significative differenze sia nella distribuzione della cadente piezometrica, sia nei caratteri di permeabilità dell'acquifero (tavv. 3, 4 f.t.)

La media delle velocità massime di filtrazione rilevata nell'area pilota di Casamassima – Valenzano è risultata pari a $2,55 \times 10^{-5}$ m/s, sensibilmente maggiore a quella rinvenuta a Corigliano d'Otranto, pari a $1,55 \times 10^{-5}$ m/s, ma comunque dello stesso ordine di grandezza. La velocità massima assoluta è risultata pari a $6,02 \times 10^{-5}$ m/s (tab. 2.2), valore che può cautelativamente essere adottato al fine di verificare l'ipotesi di moto laminare. Considerata la metodologia di prova adottata ed il metodo di interpretazione della stessa, essa può considerarsi pari alla velocità di Darcy; pertanto, al fine di calcolare il numero di Reynolds, è sufficiente conoscere la porosità n del mezzo. Al fine del presente ragionamento, risulta cautelativo assumere un valore di n basso, che incrementa, a parità di velocità di Darcy v , la velocità effettiva v_f . Si può quindi assumere una porosità media $n = 0,05$ che è da ritenersi sicuramente un limite inferiore dell'intervallo di variazione di detto parametro negli acquiferi carbonatici regionali.

Con questa posizione si ottiene una velocità effettiva del flusso pari a:

$$v_f = v/n = (6,02 \times 10^{-5}/0,05) \text{ m/s} = 1,2 \times 10^{-3} \text{ m/s.} \quad (2.6)$$

Per poter calcolare il numero di Reynolds è necessario conoscere il raggio idraulico, e quindi l'apertura, della frattura. Se il fine del calcolo è quello di stabilire se il valore del numero di Reynolds è tale da considerare il moto laminare, è possibile assumere Re pari proprio al valore in corrispondenza del quale si ha il passaggio da moto laminare a turbolento, e determinare di conseguenza il valore della massima apertura della frattura entro cui il moto può ritenersi laminare, allorché caratterizzato da un valore di velocità

pari a quello assunto nel presente ragionamento. Assumendo $Re = 500$, dall'equazione (2.4) si ottiene quindi :

$$e_h = Re v / 2v = (500 \times 1 \times 10^{-6}) / (2 \times 1,2 \times 10^{-3}) \approx 0,20 \text{ m} \quad (2.7)$$

Si ottiene quindi che, per una velocità di filtrazione v pari al valore massimo misurato nelle aree pilota di Casamassima-Valenzano e Corigliano d'Otranto ed una porosità pari a 0,05, il moto risulta laminare se l'apertura della frattura è inferiore a 20 cm.

Dall'analisi di figura 2.18 si rileva, infine, che per tale valore della velocità di filtrazione, secondo FORD & WILLIAM, 2007, il moto può ritenersi laminare nel caso di condotti carsici sino a valori del diametro dei condotti dell'ordine del metro, in linea, in termini di ordini di grandezza, con quanto qui determinato nel caso di frattura piana.

Considerato che fratture caratterizzate da tali aperture sono da considerarsi veri e propri condotti carsici, non rappresentanti sicuramente le discontinuità in cui, in genere, avviene il moto di filtrazione negli acquiferi regionali, si conclude che, nella maggior parte dei casi, il moto di filtrazione nella nostra regione è di tipo laminare. La circostanza è tra l'altro confermata dalla linearità quasi sempre osservata nel legame tra portata e relativa depressione idrodinamica registrata in prove di emungimento, variamente distribuite nel territorio regionale, eseguite in pozzi penetranti l'acquifero carbonatico profondo (fig. 2.19). Talvolta si osservano, tuttavia, perdite di carico non lineari in corrispondenza di elevate portate di emungimento, indicanti l'instaurarsi di turbolenze del moto in prossimità del pozzo, determinate dalle notevoli depressioni applicate in relazione alle caratteristiche di permeabilità dell'acquifero. Detti pozzi sono comunque indicati in figura 2.19 come presunti casi di validità della relazione di Darcy, in quanto le turbolenze determinanti perdite di carico quadratiche sono sicuramente da attribuirsi all'emungimento e quindi assenti in condizioni di falda indisturbata. Da questi grafici è possibile, infine, osservare alcune curve di portata di difficile interpretazione, che potrebbero indicare l'esistenza di un mezzo non equivalente ad un poroso, o anche casi in cui i risultati della prova siano falsati da errori di misura.

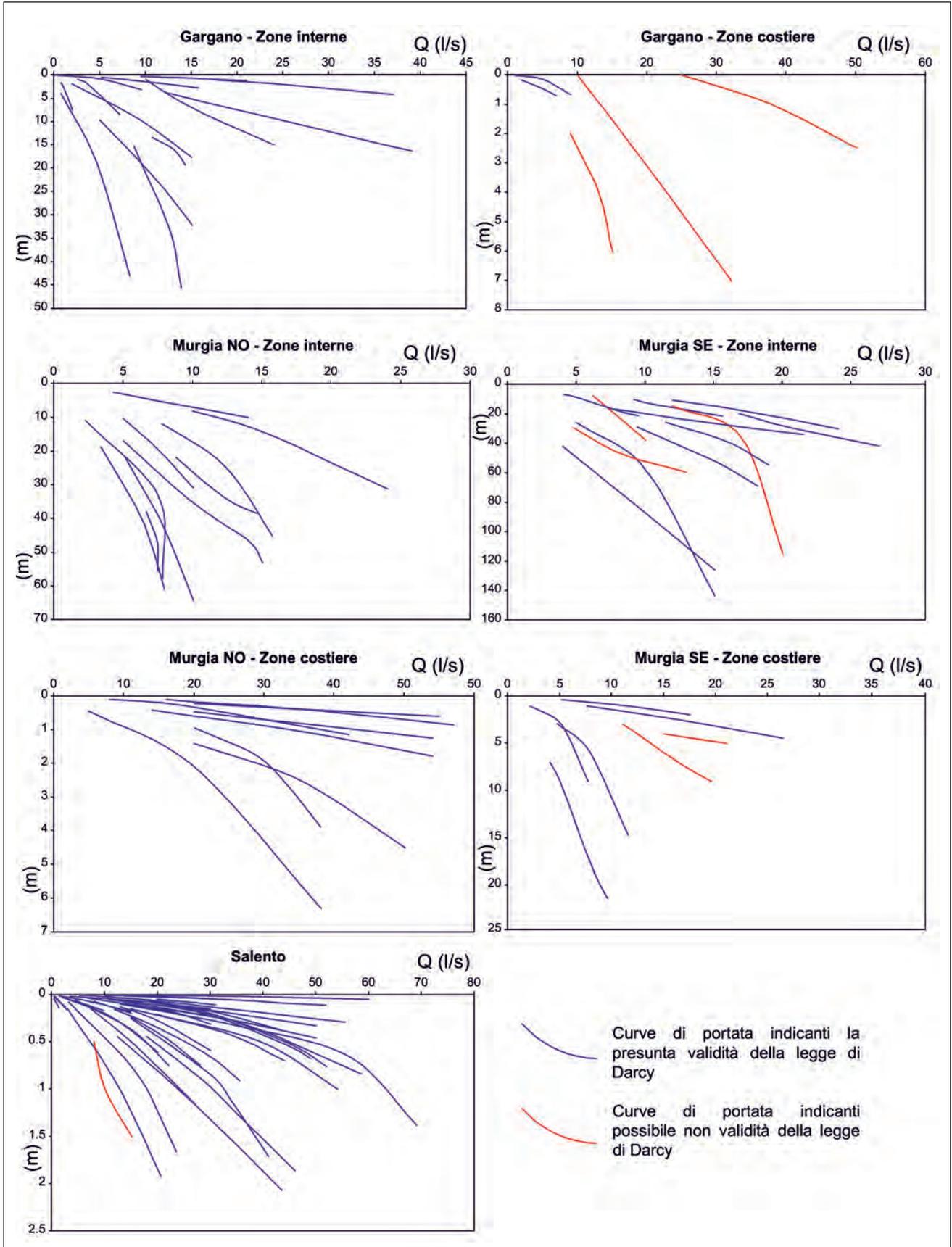


Fig. 2.19 - Risultati di prove di portata eseguite in pozzi penetranti nell'acquifero carbonatico profondo pugliese.
 - Results of pumping tests performed in wells penetrating into deep carbonate aquifer of Apulia.

2.2.5. - La Carta delle Permeabilità

La Carta Idrogeologica di tavola 3 esprime graficamente la distribuzione dei valori del coefficiente di permeabilità k acquisiti con preciso riferimento al banco litologico-stratigrafico acquifero intercettato dai pozzi presi in esame. Una carta, dunque, che è preludio indispensabile a qualsiasi valutazione del comportamento idrodinamico degli acquiferi regionali e della loro salvaguardia. Infatti, consente di individuare, ad esempio, aree a bassa permeabilità, ove la realizzazione di pozzi fortemente penetranti e in esercizio con notevoli depressioni idrodinamiche, può generare il sollevamento del cono di intrusione marina e, in definitiva, la salsificazione delle acque prelevate, e di evidenziare le aree maggiormente permeabili e, dunque, le linee di deflusso principali dell'acqua di falda, coincidenti in sostanza con le zone maggiormente esposte ai prelievi. La distribuzione areale del coefficiente di permeabilità dell'acquifero costituisce inoltre un importante supporto nello studio della vulnerabilità degli acquiferi.

Qui di seguito verranno illustrati i criteri adottati per determinare la distribuzione del coefficiente di permeabilità riportato in tavola 3 (f.t.). Quest'ultima verrà illustrata e interpretata dettagliatamente nell'ambito delle analisi delle aree regionali, riportate nei capitoli 13÷18.

2.2.5.1. - Metodologia adottata per il calcolo del coefficiente di permeabilità

Nel redigere la Carta della Permeabilità degli acquiferi carbonatici profondi e dell'acquifero superficiale del Tavoliere di Foggia, si è approntato un *database* relativo a 3142 pozzi, per i quali sono disponibili i risultati delle prove di portata in emungimento.

Nell'area idrogeologica del Tavoliere, oltre a considerare i pozzi penetranti nell'acquifero alluvionale soprastante le argille plio-pleistoceniche, sono stati esaminati anche alcuni pozzi penetranti nell'acquifero carbonatico profondo, in prossimità delle faglie del Candelaro e dell'Ofanto.

Scopo della Carta della Permeabilità è delineare un quadro generale del grado di permeabilità degli

acquiferi regionali, non certo di definire in modo puntuale l'effettivo coefficiente di permeabilità dell'acquifero. Al tal fine è del tutto lecito assumere che il mezzo fratturato e carsico sia sempre assimilabile ad uno poroso e che la relazione di Darcy sia sempre applicabile. Il coefficiente di permeabilità da attribuire all'acquifero nelle analisi quantitative del comportamento idraulico della falda, deve invece discendere da specifici studi di carattere locale, mirati alla individuazione del modello teorico di riferimento dell'acquifero, più rispondente al caso in studio.

Per poter calcolare il coefficiente di permeabilità degli acquiferi fratturati carsici profondi, si ipotizza che l'interfaccia acqua dolce-acqua di mare rappresenti per la falda un bordo impermeabile fisso ed orizzontale nell'intorno del pozzo. L'interfaccia, quindi, non subisce alcuno spostamento per effetto dell'emungimento, neppure nel caso in cui il pozzo presenti notevoli penetrazioni in falda e/o la prova di emungimento sia stata eseguita sotto depressioni tali da indurre la risalita del cono di intrusione marina.

La profondità dell'interfaccia rispetto al livello mare è stata determinata con l'applicazione della nota relazione di Ghyben-Herzberg (par. 2.3; cap. 5), assumendola pari a $38 t$, dove t è l'altezza piezometrica della falda rispetto al livello mare. Si noti che la presenza di acqua di mare alla base della falda di acqua dolce non è accertata in tutto il territorio regionale, specie nelle porzioni più interne degli acquiferi carbonatici cretacei dell'Alta Murgia (par. 15.7) e del Gargano (par. 13.5). In queste aree, infatti, pur considerando plausibile l'ipotesi che la falda di acqua dolce galleggi su acqua di mare, le relative condizioni di equilibrio non sono note dal punto di vista quantitativo, per cui resta tutta da confermare la validità dell'equazione di Ghyben-Herzberg applicata utilizzando i carichi piezometrici noti.

Dall'analisi delle caratteristiche idrogeologiche degli acquiferi regionali e di quelle geometriche dei pozzi, sono stati individuati i seguenti 3 schemi tipo per il calcolo del coefficiente di permeabilità :

- *Acquifero freatico*, con pozzo parzialmente penetrante (fig. 2.20). Lo schema è stato utilizzato negli acquiferi profondi fratturati e carsici, ove la falda è freatica. È stato considerato nei casi in cui

il tetto della formazione mesozoica è a quota maggiore di quella della superficie piezometrica, a meno dei casi in cui siano presenti livelli di roccia compatta noti che determinano il confinamento della falda;

- *Acquifero confinato*, con pozzo parzialmente penetrante (fig. 2.21). Il confinamento superiore della falda può essere costituito, o da livelli poco permeabili della roccia stessa (rinvenimenti di banchi di calcare compatto al di sotto della superficie piezometrica), o da depositi più recenti scarsamente permeabili, in ogni caso assunti orizzontali nell'intorno del pozzo;

- *Acquifero freatico*, con pozzo completamente penetrante (fig. 2.22). Lo schema è stato utilizzato per l'interpretazione delle prove di portata eseguite in pozzi penetranti nell'acquifero superficiale poroso del Tavoliere. Il bordo impermeabile di base è costituito dalla formazione delle argille grigio-azzurre che, per distanze assimilabili a quelle interessate dalle prove di emungimento, può ritenersi orizzontale. Nell'acquifero superficiale del Tavoliere si è inoltre assunto che la falda sia ovunque freatica, sebbene nel basso Tavoliere questa circoli in pressione (par. 14.4). Un'ipotesi, questa, che non comporta significativi errori quando le depressioni indotte dal pompaggio sono modeste rispetto allo spessore dell'acquifero.

Per l'interpretazione delle prove di portata eseguite in pozzi penetranti negli acquiferi carbonatici profondi sono state utilizzate le formule di DE GLEE, (1930), valide per gli acquiferi confinati e freatici. In particolare, nel caso di falda freatica circolante in acquifero carbonatico profondo si è utilizzata la relazione:

$$k[m/s] = Q_w \frac{\left[\left(\frac{2}{h_s} \right) \ln \left(\frac{\pi h_s}{2r_w} \right) + \frac{0,2}{H} \right]}{4\pi(h_{2H} - h_w)} \quad (2.8)$$

ove il significato dei simboli è indicato nella figura 2.20.

Nel caso invece di acquifero confinato, è stata utilizzata la formula:

$$k[m/s] = Q_w \frac{\left[\left(\frac{2}{h_s} \right) \ln \left(\frac{\pi h_s}{2r_w} \right) + \frac{0,2}{b} \right]}{4\pi(h_{2b} - h_w)} \quad (2.9)$$

ove il significato dei simboli è indicato nella figura 2.21.

Si noti che l'equazione 2.8 è valida per $\Delta = h_{2H} - h_w \ll H$, mentre l'equazione 2.9 ha carattere di validità quando $10 r_w \leq h_s \leq 0,77b$. Queste limitazioni sono in genere rispettate per i pozzi utilizzati nel calcolo. Nei pochi casi in cui la seconda disuguaglianza indicata non è stata soddisfatta, a causa dell'elevata penetrazione del pozzo

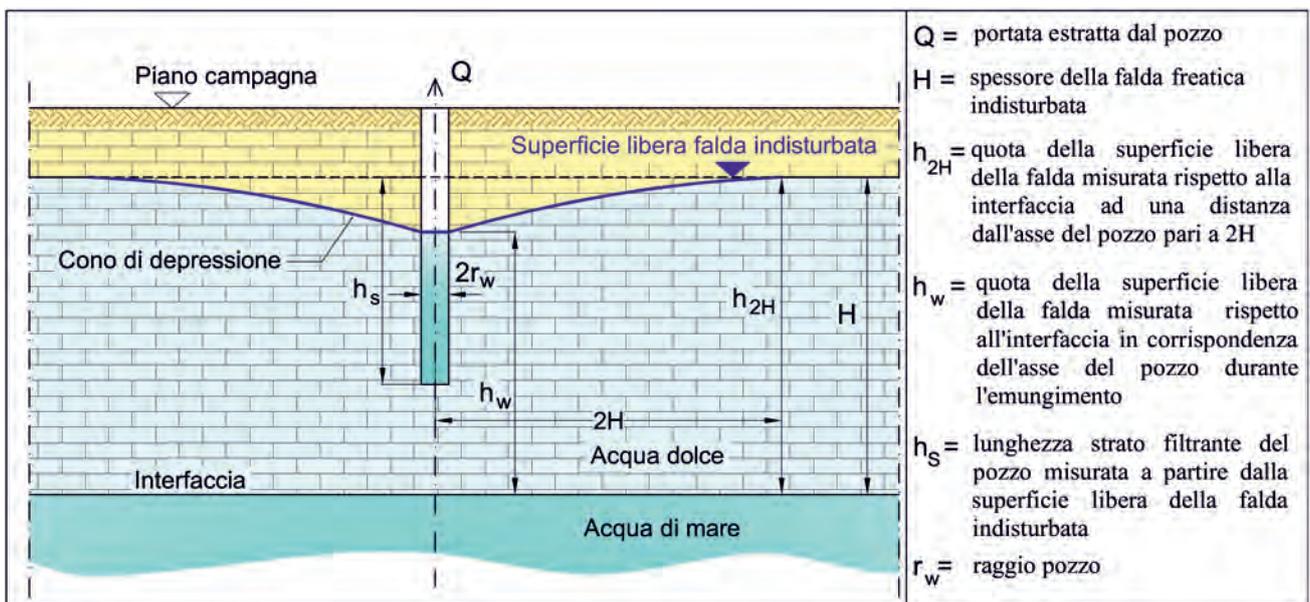


Fig. 2.20 - Schema adottato per l'interpretazione delle prove di portata eseguite nell'acquifero fratturato carsico profondo con falda freatica.
- Scheme adopted for interpreting the pumping tests performed in the deep fractured aquifer with unconfined groundwater.

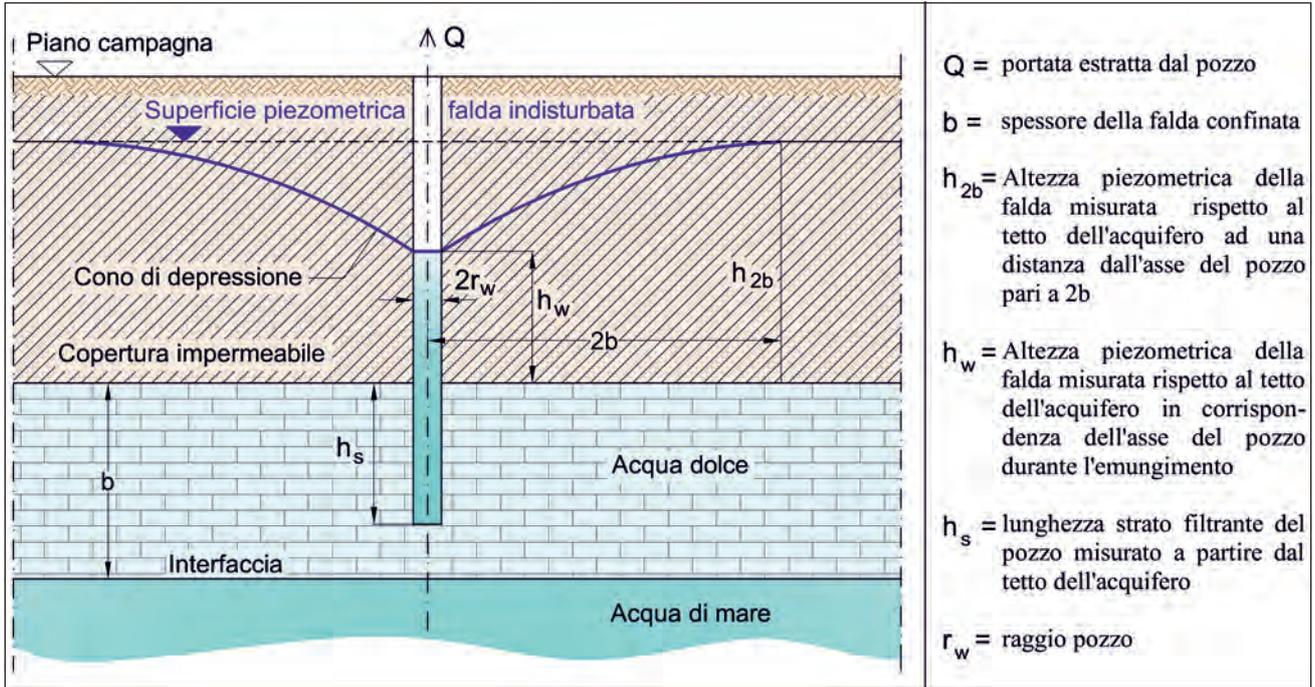


Fig. 2.21 - Schema adottato per l'interpretazione delle prove di portata eseguite nell'acquifero fratturato carsico profondo con falda confinata.
 - Scheme adopted for interpreting the pumping tests performed in the deep fractured aquifer with confined groundwater.

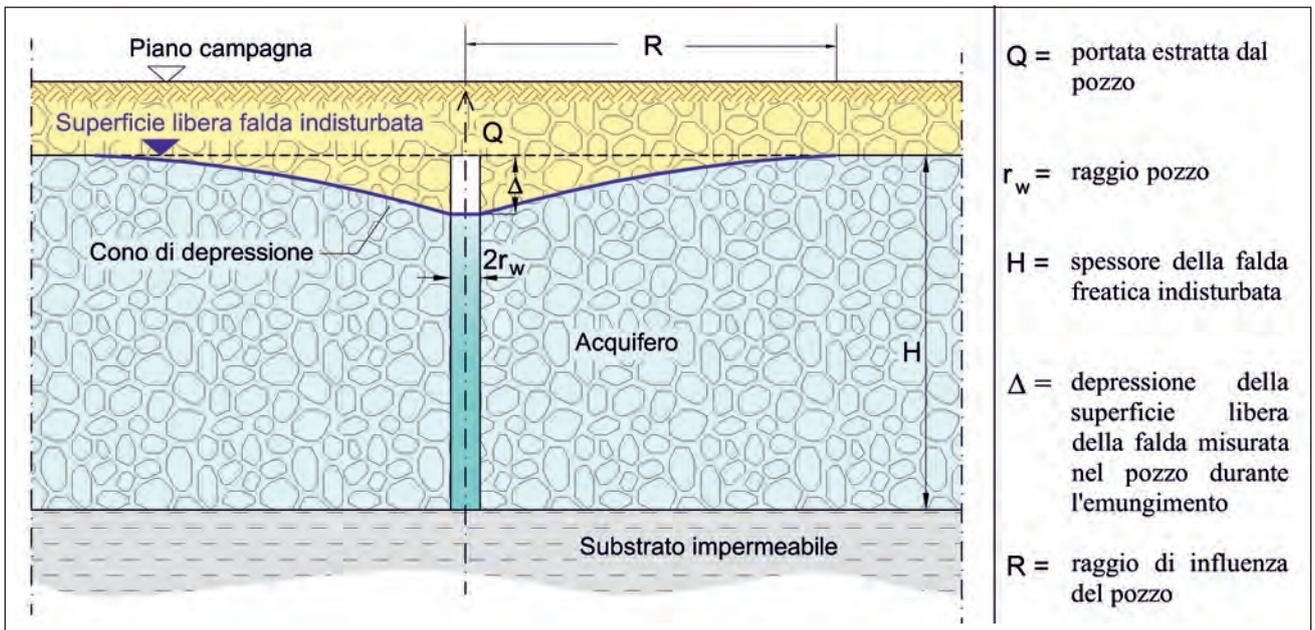


Fig. 2.22 - Schema adottato per l'interpretazione delle prove di portata eseguite nell'acquifero superficiale del Tavoliere di Foggia.
 - Scheme adopted for interpreting the pumping tests performed in the shallow aquifer of the Tavoliere of Foggia.

in falda, l'errore commesso per il calcolo del coefficiente di permeabilità, così come dimostrato più avanti, è risultato comunque modesto ed accettabile ai fini della redazione della Carta Idrogeologica di tavola 3 (f.t.).

Nell'applicazione dell'equazioni 2.8 e 2.9 si è inoltre assunto che la quota della superficie piezometrica misurata durante l'emungimento ad una distanza dal pozzo pari a due volte lo spessore della falda sia pari a quella della falda indisturbata (figg. 2.20, 2.21).

Per l'interpretazione delle prove di portata in pozzi penetranti nell'acquifero superficiale del Tavoliere, si è applicata la formula di Dupuit – Forchheimer (DUPUIT, 1863; FORCHHEIMER, 1930):

$$k[m/s] = Q \frac{\ln\left(\frac{R}{r_w}\right)}{\pi(2H - \Delta)\Delta} \quad (2.10)$$

con il significato dei simboli indicati nella figura 2.22. Il raggio di influenza del pozzo R è assunto pari a 200 m.

Il raggio del pozzo è assunto pari a 300 mm per i pozzi penetranti nell'acquifero poroso del Tavoliere e pari a 200 mm per i pozzi penetranti negli acquiferi carbonatici cretacei. Tale raggio, che compare al denominatore del logaritmo nelle equazioni 2.8, 2.9 e 2.10, non influenza in modo significativo il calcolo di k .

Il calcolo di k è stato eseguito adottando la depressione e la portata di emungimento del primo gradino della prova di portata. Molti pozzi non dispongono infatti di prove di portata eseguite con più gradini. In alcuni casi le portate di emungimento adottate dei gradini successivi al primo sono così elevate da indurre turbolenze nel moto di filtrazione in prossimità del pozzo.

La validità di alcune delle ipotesi semplificative utilizzate per il calcolo di k è stata verificata attraverso modellazioni numeriche, eseguite con il calcolo agli elementi finiti.

Gli effetti tridimensionali dovuti alla parziale penetrazione dei pozzi in falda vengono considerati nelle equazioni 2.8 e 2.9, solo in via approssimata. A tal fine si è seguita la modellazione numerica, utilizzando il codice di calcolo agli elementi finiti SUTRA 2D.3D.1 (VOSS & PROVOST, 2003; par. 12.3), delle prove di portata relative ad un campione di pozzi ritenuto rappresentativo delle condizioni generali. Per ciascun pozzo è stata eseguita la "calibrazione" del modello, consistente nel variare k sino ad ottenere, in corrispondenza del dato valore di portata, la depressione dinamica misurata in sito. Il calcolo ha evidenziato che il valore di k desunto dall'applicazione del metodo degli elementi finiti è dello stesso ordine di grandezza di quello determinato con la formula di De Glee (fig. 2.23), per cui i risultati ottenuti possono ritenersi accettabili.

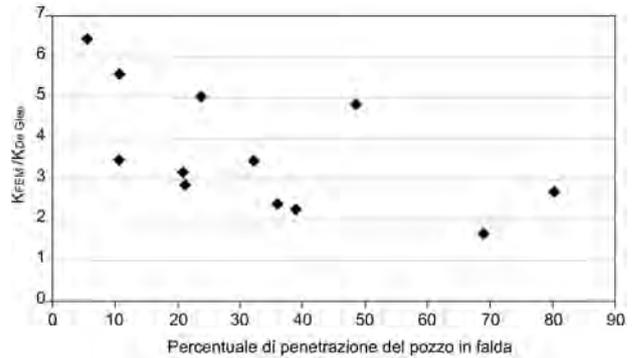


Fig. 2.23 - Variazione del rapporto tra il coefficiente di permeabilità determinato con il metodo FEM (K_{FEM}) e quello determinato con la formula di De Glee 1930, ($K_{DE\ GLEE}$) al variare della penetrazione del pozzo in falda ottenuta per un campione rappresentativo dei pozzi utilizzati per la redazione della Carta Idrogeologica (tav. 3 f.t.).

– Changes in the ratio between the permeability coefficient determined by FEM (K_{FEM}) method and that determined by the De Glee 1930 formula, ($K_{DE\ GLEE}$) with the change of well penetration into the groundwater, obtained for a representative sample of the wells used to prepare the hydrogeological map (plate 3).

Ulteriori analisi sono state condotte per valutare l'incidenza dell'eventuale sollevamento del cono di intrusione marina determinato dall'emungimento sul calcolo di k . La verifica, eseguita con il metodo del trasporto di massa per dispersione idrodinamica (capp. 5, 12), ha evidenziato un errore trascurabile per basse percentuali di penetrazione e piccole portate emunte, ossia nelle condizioni in cui il fenomeno della formazione del cono di intrusione salina è trascurabile. Quando invece i pozzi hanno la base prossima all'acqua marina e/o la depressione indotta dal pompaggio è notevole, tanto da determinare la formazione di un cono di intrusione di acqua di mare nella falda di acqua dolce, la depressione idrodinamica è influenzata dal campo di moto indotto nell'acqua di mare. Il ogni caso, i risultati hanno evidenziato errori di entità tale da non modificare l'ordine di grandezza di k .

2.2.5.2. - Distribuzione spaziale del coefficiente di permeabilità negli acquiferi regionali

Una volta definito finito per ciascun pozzo censito il valore puntuale del coefficiente di permeabilità k , si è proceduto alla determinazione della distribuzione spaziale dello stesso con l'ausilio di specifiche tecniche di interpolazione geostatistica. Considerata l'ampiezza dell'intervallo di variazione dei valori puntuali (rapporto tra valori massimo e

minimo di k maggiore di 10^6) si è proceduto a trasformare ciascun valore di k nel rispettivo logaritmo, con il quale sono state poi eseguite le interpolazioni spaziali con il metodo *IDW* (*Inverse Distance Weighting*).

Si è potuta così determinare la distribuzione spaziale di k degli acquiferi regionali interessati dai pozzi censiti, come illustrata nella tavola 3 (f.t.).

Per l'acquifero fratturato-carsico profondo della Murgia, si osserva una significativa variazione dei caratteri di permeabilità procedendo dalla costa verso l'interno. Passando, infatti, dalle zone costiere (versante adriatico ed Arco Ionico Tarantino) a quelle centrali, si rileva una riduzione di k di 4-5 ordini di grandezza. Questo presenta i valori massimi, dell'ordine di diversi cm/s, in taluni tratti di costa, ad esempio in corrispondenza della città di Bari. Nelle zone interne, invece, si conseguono valori di k dell'ordine di 10^{-5} cm/s, tipico dell'Alta Murgia. Lungo il litorale adriatico si rileva, in particolare, una eterogeneità nella distribuzione della permeabilità, che spiega in parte l'andamento riscontrato per le linee isopieziche (tavv. 3, 4 f.t.). Le linee principali del flusso sotterraneo si dirigono, infatti, verso le porzioni di acquifero costiero maggiormente permeabili (litorale tra Barletta e Trani, litorale tra Molfetta e Giovinazzo, litorale a SE di Bari, litorale tra di Mola di Bari e Brindisi). Nella Piana di Brindisi è possibile osservare la riduzione di k nelle porzioni di ammasso roccioso disposte sotto il livello del mare.

Passando dalle zone più interne della Murgia Sud-orientale all'Area Idrogeologica del Salento, si rileva il graduale incremento di k , che si sviluppa nell'ambito della Soglia Messapica. Al centro della Penisola Salentina si raggiungono i massimi valori assoluti di k , maggiori talora anche di 10 cm/s, analogamente a quanto rilevato lungo il litorale di Bari. In sostanza, la distribuzione dei carichi piezometrici è condizionata, anche in questo caso, dalla distribuzione di k .

Per l'acquifero superficiale poroso del Tavoliere si è adottata una scala di rappresentazione di k diversa rispetto alle restanti aree idrogeologiche, motivata dalla diversa natura dell'acquifero alluvionale rispetto al carbonatico cretaceo, che comporta una variazione di k entro un intervallo ben più limitato,

compreso all'incirca tra 10^{-1} e 10^{-4} cm/s. La tavola 3 evidenzia la notevole variabilità di k , determinata dall'eterogeneità litologico-stratigrafica e granulometrica dell'acquifero. I valori maggiori si osservano, infatti, in corrispondenza delle porzioni di acquifero caratterizzate da prevalenza di sabbie e ghiaia o materiali più grossolani, i valori inferiori là dove abbondano limi ed argille (par. 14.4).

La distribuzione di k calcolata per l'area idrogeologica del Gargano è molto più approssimata di quella determinata per le altre aree idrogeologiche, per la carenza di dati relativi alle sue porzioni più interne. È possibile, comunque, osservare che nelle aree maggiormente permeabili, grossomodo a monte del lago di Lesina, ad est del lago di Varano e in prossimità dell'abitato di Vieste, si concentrano le principali linee di deflusso della falda.

2.3. - INTRUSIONE MARINA NEGLI ACQUIFERI REGIONALI

Il fenomeno dell'intrusione marina ha da sempre rivestito grande importanza nella letteratura specialistica sull'idraulica sotterranea negli acquiferi costieri, là dove il mare ha la possibilità di intrudersi nelle formazioni rocciose continentali, grazie alla loro permeabilità.

L'acqua di mare presente negli acquiferi incide notevolmente sul chimismo delle acque dolci di falda, a seconda delle condizioni di equilibrio che esistono tra i fluidi. L'equilibrio acqua dolce – acqua di mare si modifica a seguito di processi naturali, come i cambiamenti climatici e i mutamenti geologici delle linee di costa, che modificano la posizione relativa tra livello marino e continente emerso (COTECCHIA, 1977; VAN DAM, 1993; OUDE ESSINK, 1996; VAN DAM, 1999), ma soprattutto a causa di interventi antropici, legati principalmente all'estrazione delle acque di falda.

Nella pianificazione della risorsa idrica sotterranea è necessario conoscere soprattutto i volumi d'acqua annualmente estraibili, i relativi parametri qualitativi, ed i potenziali punti ove ubicare le opere di captazione, elementi fortemente condizionati dalle condizioni di equilibrio tra acqua dolce e acqua di mare, oltre che dalle condizioni di ricarica e idrogeologiche in generale, su varia scala.

Le singole opere di captazione vanno progettate rispettando i principi di dimensionamento provenienti dalla interpretazione del fenomeno di formazione del cono di intrusione marina ed il loro utilizzo deve essere subordinato ad un attento monitoraggio idrogeologico. L'argomento, con particolare riferimento al territorio pugliese, è stato oggetto di ampie e approfondite ricerche sin dagli anni cinquanta del secolo scorso, quando vennero introdotti i principi base per la comprensione dei problemi legati all'utilizzo ed alla salvaguardia delle risorse idriche sotterranee in aree costiere regionali (Nel DVD allegato sono riportate alcune note scientifiche e relazioni inedite sull'argomento, frutto di queste ricerche, condotte con un approccio spesso trascurato).

In questo paragrafo sono descritti i principi generali che regolano il fenomeno dell'intrusione marina, cui farà seguito una migliore illustrazione dei caratteri idrogeologici regionali. Nel capitolo 5 troverà sede un'approfondita analisi delle condizioni di equilibrio tra acqua dolce di falda e acqua di mare negli acquiferi, con l'illustrazione dei metodi di calcolo oggi unanimemente riconosciuti dalla comunità scientifica internazionale.

2.3.1. - La relazione di Ghyben-Herzberg

Una delle prime descrizioni del fenomeno dell'intrusione marina è dovuta a BADON GHYBEN (1888) e a HERZBERG (1901), i quali conducevano separatamente esperimenti su pozzi penetranti in acquiferi porosi di talune zone costiere dell'Olanda e dell'isola di Norderney, a Nord della Germania. Entrambi giunsero alle medesime conclusioni; osservarono, infatti, che dove la costa è formata da rocce permeabili, la falda di acqua dolce defluisce con superficie libera a quota poco superiore al livello del mare, mescolandosi in prossimità della costa all'acqua marina (fig. 2.24). L'acqua di mare si rinviene a sua volta, entroterra, alla base della falda di acqua dolce a causa della sua maggiore densità. La profondità di rinvenimento delle acque marine intruse nel continente, misurata rispetto al livello mare, aumenta con l'aumentare della distanza dalla costa, e quindi della quota della superficie freatica della falda di acqua dolce. Ipotizzando

che l'equilibrio tra i due fluidi avvenga in condizioni idrostatiche e che il passaggio tra falda di acqua dolce e sottostante acqua di mare avvenga in modo netto, è possibile calcolare la profondità della superficie di separazione dei due fluidi, denominata "interfaccia". Ciò è possibile imponendo l'equilibrio idrostatico tra i due fluidi lungo l'interfaccia, entrambi supposti immiscibili e di densità costante.

Dette ρ_d e ρ_s , rispettivamente, la densità dell'acqua dolce di falda e dell'acqua di mare, \bar{h} e t , rispettivamente, la profondità della interfaccia di separazione tra i due fluidi e l'altezza piezometrica della falda, entrambi misurati rispetto al livello mare, la condizione di equilibrio idrostatico tra i due fluidi implica che alla colonna d'acqua dolce, di peso $(\bar{h}+t)\rho_d$, corrisponda la colonna di acqua di mare $\bar{h}\rho_s$, tale che (fig. 2.24):

$$(\bar{h}+t)\rho_d = \bar{h}\rho_s \quad (2.11)$$

da cui si ricava la profondità \bar{h} di rinvenimento dell'interfaccia rispetto al livello del mare:

$$\bar{h}[m] = \left(\frac{\rho_d}{\rho_s - \rho_d} \right) t = \gamma, \quad (2.12)$$

ove si è posto:

$$\gamma[-] = \frac{\rho_d}{\rho_s - \rho_d} \quad (2.13)$$

Per il Mare Adriatico e il Mare Ionio è possibile assumere in prima ipotesi i seguenti valori di densità dell'acqua di mare: $\rho_s = 1029,9$ g/l e $\rho_s = 1030,7$ g/l. Pertanto, ipotizzando un valore di densità della falda di acqua dolce $\rho_d = 1000$ g/l, si ricava (COTECCHIA, 1955):

$$\bar{h} = 32 \div 33 \text{ t.} \quad (2.14)$$

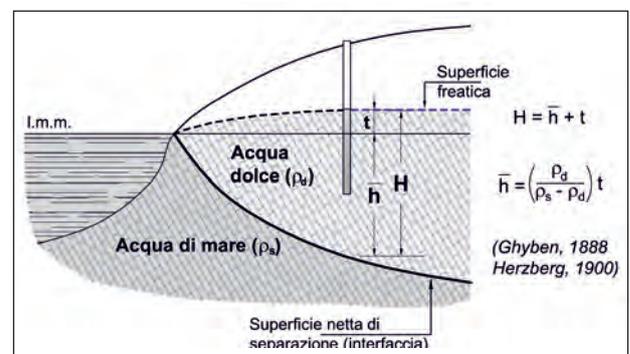


Fig. 2.24 - Condizioni di equilibrio idrostatico tra una falda di acqua dolce freatica e l'acqua di mare intrusa nel continente: la relazione di Ghyben-Herzberg - Hydrostatic equilibrium conditions between unconfined fresh groundwater and intruding seawater: Ghyben-Herzberg relation.

L'equazione (2.12) è comunemente nota come relazione di Ghyben-Herzberg, sebbene, come verrà chiarito nel capitolo 5, una corretta spiegazione quantitativa del fenomeno dell'intrusione marina pare fosse disponibile già dalla prima metà dell'800 (DU CUMMON, 1828; CARLSTON 1963; KONIKOW & REILLY, 1999). Questa relazione deve tuttavia ritenersi solo una discreta approssimazione del legame tra i parametri che descrivono l'equilibrio acqua dolce – acqua di mare, il quale non è regolato da un regime idrostatico, specie in presenza di pozzi in condizioni di emungimento e/o in prossimità della costa. Va poi considerato che la separazione tra i due fluidi, in particolare in mezzi acquiferi fessurati e non porosi, non avviene in modo netto, così come teorizzato da Ghyben-Herzberg, bensì tramite una “zona di transizione”, entro la quale la salinità dell'acqua passa, gradualmente, dai valori tipici della acqua di mare a quelli dell'acqua dolce (ORABONA & COTECCHIA, 1959; COTECCHIA, 1965; BEAR, 1979). Inoltre, la salinità della falda di acqua dolce non è in genere costante al variare della profondità.

Allo stato attuale, la relazione di Ghyben-Herzberg rappresenta solo un modello semplificato per cogliere alcuni aspetti del problema, comunque efficace per descrivere, nelle sue linee generali, il fenomeno dell'intrusione dell'acqua di mare nel continente, e dare risposta ad alcuni quesiti collegati ad una corretta gestione delle risorse idriche sotterranee, contenute negli acquiferi cretacei regionali.

L'applicazione della relazione di Ghyben-Herzberg consente, ad esempio, di cogliere specifici aspetti della circolazione idrica sotterranea che ha luogo in acquiferi interessati dall'intrusione marina. È possibile dimostrare, infatti, che una falda effluente verso costa e galleggiante su acqua di mare presenta, a parità di permeabilità dell'acquifero e di portata effluente, una cadente piezometrica significativamente inferiore a quella che la stessa presenterebbe se il suo livello di fondo fosse rappresentato da un bordo impermeabile fisso ed orizzontale (COTECCHIA *et alii*, 1957; COTECCHIA, 1958, 1963). Fissato, pertanto, un generico punto a distanza L dalla costa disposto alla stessa quota del mare, nel caso di falda sostenuta alla base da un bordo orizzontale impermeabile fisso (fig. 2.25), si ottiene una cadente piezometrica media

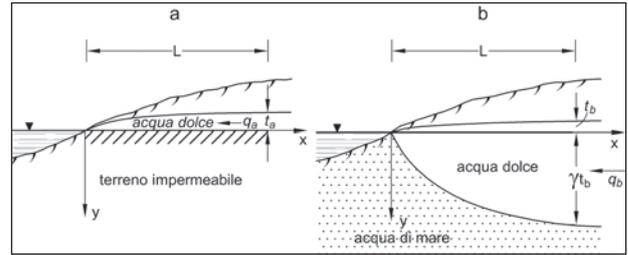


Fig. 2.25 - Confronto tra lo spessore di una falda sostenuta alla base da un bordo impermeabile fisso ed orizzontale (a) e quello di una falda sostenuta alla base da acqua marina intrusa nel continente (b) ($t_b \approx t_a/6$ se $q_b = q_a$) (da COTECCHIA *et alii*, 1958).

– Comparison between the thickness of groundwater lying upon a fixed and horizontal impervious boundary (a) and that of groundwater lying upon intruding seawater (b) ($t_b \approx t_a/6$ if $q_b = q_a$) (from COTECCHIA *et alii*, 1958).

nel tratto L pari a

$$i_a = t_a/L, \quad (2.15)$$

dove t_a è l'altezza piezometrica della falda.

Detto k il coefficiente di permeabilità dell'acquifero, la portata d'acqua affluente vale dunque:

$$q_a \text{ [m}^2/\text{s]} = kt_a^2/L. \quad (2.16)$$

Nel caso di falda di acqua dolce galleggiante su acqua di mare, nell'ipotesi di validità della relazione di Ghyben-Herzberg, la cadente piezometrica media nel tratto L e la portata effluente valgono, rispettivamente:

$$i_b = t_b/L \quad (2.17)$$

$$q_b = k\gamma t_b^2/L. \quad (2.18)$$

Uguagliando le portate per i due acquiferi si ottiene:

$$t_b = (\gamma+1)^{-1/2} t_a \approx t_a/6 \quad (2.19)$$

$$i_b = (\gamma+1)^{-1/2} i_a \approx i_a/6 \quad (2.20)$$

dove la seconda uguaglianza si ottiene ponendo $\gamma = 32$ (eq. 2.13).

La cadente piezometrica della falda di acqua dolce risulta, dunque, assai modesta, come generalmente osservabile in Puglia, e non solo per via della riconosciuta elevata permeabilità dell'acquifero, ma anche perché la falda è sostenuta alla base dalle acque marine di intrusione continentale. Per queste ultime lo spessore cresce all'aumentare del carico piezometrico, il che riduce notevolmente il valore della cadente piezometrica rispetto al caso di una falda che, a parità di portata, è sostenuta da un orizzonte fisso ed impermeabile. In quest'ultimo caso si ha, infatti, che l'incremento di ricarica si risente solo come sollevamento della superficie di falda.

È interessante osservare che la presenza di acqua

di mare alla base della falda di acqua dolce rappresenta un vantaggio ai fini dell'immagazzinamento della risorsa idrica in occasione di periodi particolarmente piovosi. Lo spostamento dell'interfaccia verso il basso determina, infatti, la possibilità di immagazzinare nell'acquifero considerevoli volumi idrici al di sotto del livello del mare (VAN DAM, 1999), che andrebbero invece subito persi in caso di livello fisso del fondo della falda. In questo secondo caso, infatti, ad una maggiore ricarica corrisponde un incremento della cadente piezometrica, e dunque della portata uscente dal sistema in corrispondenza dei punti di efflusso finali.

Le condizioni di equilibrio della falda di acqua dolce nei confronti dell'acqua marina mascherano gli effetti della riduzione del volume d'acqua immagazzinato nell'acquifero, determinata o da un eventuale deficit di ricarica o da condizioni di sovrasfruttamento della falda. Una fenomenologia, questa, interpretabile anch'essa con la relazione di Ghyben-Herzberg: una riduzione del carico piezometrico t determina, infatti, secondo l'equazione 2.12, anche una riduzione dello spessore della colonna di acqua dolce H , e questo sia a causa dell'abbassamento della superficie freatica, fenomeno presente solo nel caso delle falde freatiche, sia, e soprattutto, a causa del sollevamento della sottostante acqua di mare (COTECCHIA, 1958, 1963), caratteristico delle falde freatiche e di quelle confinate (fig. 2.26).

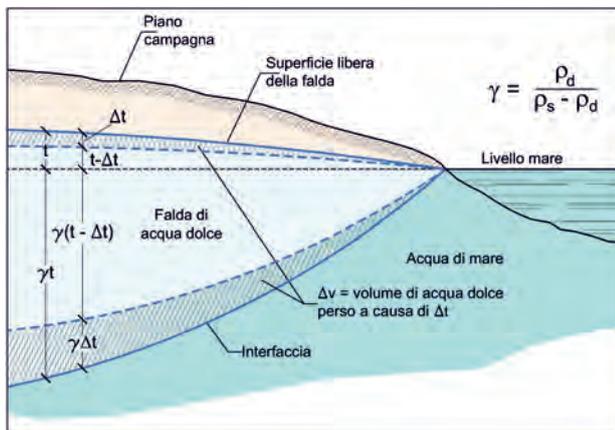


Fig. 2.26 - Variazione del volume di acqua dolce conseguente ad una riduzione di altezza piezometrica (Δt) nell'ipotesi di validità della relazione di Ghyben-Herzberg.

- Variation of the fresh water volume resulting from a reduced piezometric head (Δt), in the assumption of validity of the Ghyben-Herzberg relation.

Si osserva, insomma, che il solo monitoraggio dei carichi piezometrici della falda non è sufficiente a quantificare in tutta la sua consistenza un depauperamento in atto. Si noti, inoltre, che i tempi necessari per il raggiungimento di condizioni di equilibrio acqua dolce - acqua di mare possono essere molto differenti rispetto a quelli legati alle sole variazioni piezometriche, sicché è sempre improbabile associare ad un valore del carico piezometrico misurato la effettiva posizione della interfaccia teorica (COTECCHIA, 1958; COTECCHIA *et alii*, 1986; TULIPANO & FIDELIBUS 2002; TULIPANO, 2005).

In conclusione, per poter valutare compiutamente gli effettivi condizionamenti quantitativi della risorsa idrica sotterranea dolce, è necessario monitorare con continuità, non solo le quote piezometriche della falda, ma anche la profondità di rinvenimento dell'acqua marina, correlabile alla ricarica e agli emungimenti in atto.

2.3.2. - Aspetti generali connessi all'esercizio delle opere di captazione: il cono di intrusione marina

L'intrusione marina alla base della falda di acqua dolce, oltre ad essere un fenomeno che condiziona il flusso a mare della falda su scala regionale, influenza anche, localmente, il comportamento idraulico della singola opera di captazione (in genere pozzo) o di insiemi di esse. Il pompaggio delle acque dolci di falda mediante pozzi comporta, infatti, il sollevamento dell'acqua di mare presente nell'acquifero a causa delle depressioni idrodinamiche indotte sulla falda. Il fenomeno è in genere denominato *salt-water upconing*.

Si consideri una porzione di acquifero omogeneo ed isotropo, disposto ad una distanza dalla costa tale da poter assimilare, in assenza di emungimento, sia la superficie della falda sia l'interfaccia orizzontali nell'intorno di una generica opera di captazione in esso parzialmente penetrante (fig. 2.27a). In presenza di emungimento dal pozzo con portata Q_2 , si osserva in corrispondenza del pozzo una depressione Δ_2 della superficie libera falda, e il sollevamento dell'interfaccia di una quantità ζ_2 , che in definitiva determina l'intrusione nella falda di acqua dolce di un cono di acqua marina, con vertice disposto lungo l'asse del pozzo. Nella figura

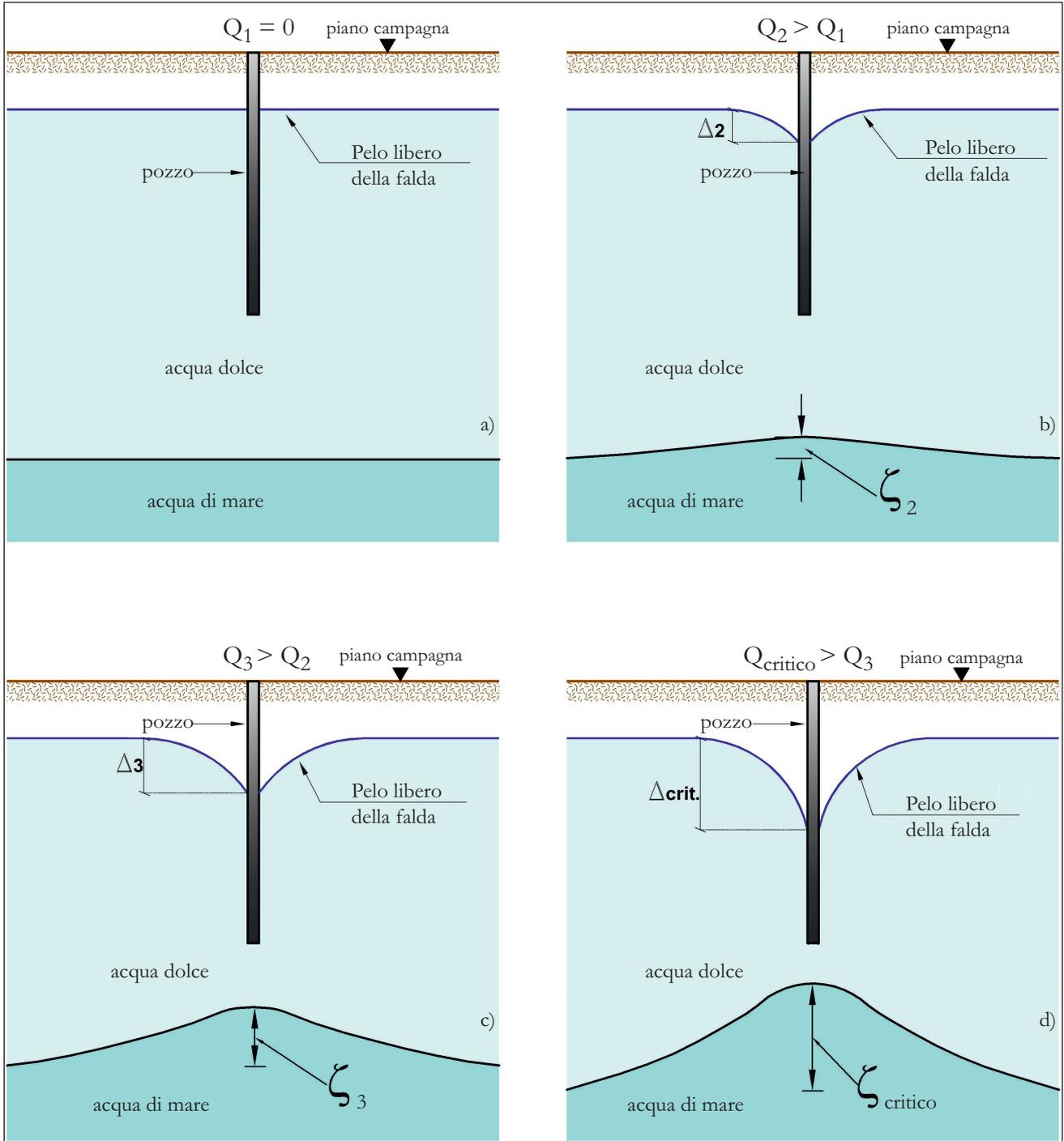


Fig. 2.27 - Formazione del cono di intrusione marina in pozzi in emungimento nella ipotesi di interfaccia netta di separazione tra acqua dolce e acqua di mare.
 - Formation of the salt-water upconing in pumping wells, in the hypothesis of a net interface between fresh and seawater.

2.27b viene rappresentato il caso in cui il cono è di modeste dimensioni, situazione corrispondente al caso in cui la portata emunta e la depressione della superficie della falda siano modeste. Incrementando la portata di emungimento al valore $Q_3 > Q_2$ si ottiene una depressione $\Delta_3 > \Delta_2$, cui corrisponde un cono di intrusione marina più pronun-

ciato, caratterizzato da un sollevamento dell'interfaccia $\zeta_3 > \zeta_2$ (fig. 2.27c). L'aumento della portata di pompaggio determina, quindi, il progressivo sollevamento del cono di intrusione marina, in quanto, all'aumentare dell'emungimento, diminuisce la pressione idrica nella falda di acqua dolce in prossimità dell'interfaccia, cui deve necessaria-

mente corrispondere un sollevamento dell'acqua di mare per poter garantire l'equilibrio delle pressioni tra i due fluidi in corrispondenza dell'interfaccia. Il sollevamento aumenta sino a quando non è più possibile conseguire condizioni di equilibrio tra l'acqua dolce e l'acqua di mare in corrispondenza dell'interfaccia. Il valore teorico di portata limite, in corrispondenza del quale è ancora possibile conseguire l'equilibrio tra la falda e l'acqua di mare, è definito portata critica ($Q_{critico}$), cui corrisponde una depressione critica $\Delta_{critico}$ ed un sollevamento dell'interfaccia $\zeta_{critico}$ (fig. 2.27d). Un'ulteriore incremento della portata determina l'irruzione dell'acqua di mare nel pozzo.

La descrizione fisico-matematica del *salt-water upconing* è, nella realtà dei casi, molto complessa, poiché è condizionata dalla sovrapposizione di un problema di filtrazione di fluidi a densità variabile ad un problema di trasporto della massa di sale, come illustrato nel capitolo 12. Il problema, tuttavia, può essere descritto nei casi semplici di acquifero omogeneo ed isotropo, nell'ipotesi sin qui adottata della presenza di un'interfaccia acqua dolce-acqua di mare, per una corretta e cautelativa progettazione, realizzazione e gestione delle opere di captazione.

Lo studio della determinazione della portata critica, o comunque del sollevamento del cono di intrusione marina generato da un determinato regime di pompaggio con portata inferiore a quella critica, ha interessato gli esperti di idraulica sotterranea sin dalla prima metà del secolo scorso. Questi, adottando diverse schematizzazioni per il mezzo permeabile e per le condizioni di moto generate dal pompaggio (MUSKAT, 1937; COTECCHIA, 1955; ORABONA & COTECCHIA, 1959; DAGAN & BEAR, 1968; REILLY & GOODMAN, 1987; BEAR, 1979), sono giunti a soluzioni più o meno approssimate del problema. A tale riguardo MUSKAT (1937), studiando le azioni reciproche esercitate dall'acqua salata e dal petrolio durante le operazioni di estrazione di questo per mezzo di pozzi, da un notevole contributo alla soluzione del problema della determinazione della portata critica, sebbene sotto ipotesi molto semplificative. Lo studioso considera, infatti, un'opera di captazione penetrante in un fluido sostenuto alla base da una interfaccia orizzontale ritenuta impermeabile, che può subire

solo piccoli sollevamenti, e che lo separa da un altro fluido sottostante più pesante. Egli ipotizza, inoltre, che il sollevamento del cono di intrusione, costituito dal fluido più pesante, non influenzi la distribuzione delle altezze piezometriche nella regione di acquifero occupata dal fluido oggetto di emungimento.

Assimilando i due fluidi sopra descritti all'acqua dolce di falda e all'acqua di mare, si perviene alla determinazione del sollevamento ζ del cono di intrusione marina in funzione dell'altezza piezometrica della superficie della falda, misurata rispetto alla interfaccia indisturbata (MUSKAT, 1937; ORABONA & COTECCHIA, 1959). Infatti, ipotizzando che l'interfaccia rappresenti per la falda di acqua dolce un bordo orizzontale impermeabile fisso, è possibile determinare il reticolo di filtrazione in corrispondenza di un regime di emungimento caratterizzato da una depressione della superficie di falda Δ (fig. 2.28): la massa d'acqua dolce si dirige verso il pozzo secondo le linee di flusso schematicamente rappresentate in figura 2.28, cui corrispondono linee equipotenziali ad esse ortogonali. Nell'ipotesi in cui l'acqua di mare sia in quiete, è possibile calcolare la pressione agente su ciascun piano orizzontale e quindi anche sull'interfaccia indisturbata, nell'ipotesi di distribuzione idrostatica della pressione. La pressione sull'interfaccia ad una distanza dall'asse del pozzo tale che l'effetto dell'emungimento è nullo, vale pertanto $\gamma_s H$, ove H è l'altezza piezometrica della falda misurata rispetto all'interfaccia indisturbata. Nel corso dell'emungimento la pressione agente in

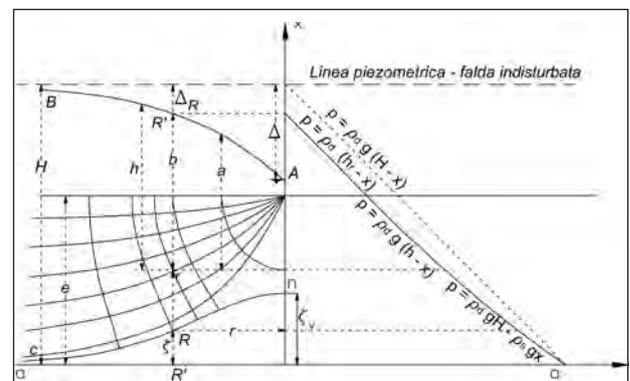


Fig. 2.28 - Sollevamento del cono di intrusione marina secondo Muskat (1937) (da ORABONA & COTECCHIA, 1959).

– *Salt-water upconing according to Muskat (1937) (from ORABONA & COTECCHIA, 1959).*

un generico punto R' , distante r dall'asse del pozzo, posto alla medesima quota della interfaccia indisturbata, vale sempre $\gamma_s H$, avendo ipotizzato una distribuzione delle pressioni idrostatiche nell'acqua di mare anche durante l'emungimento. In particolare, se si considera il punto R della superficie del cono di intrusione marina, ossia dell'interfaccia deformata a seguito dell'emungimento, disposto lungo la verticale per R' ad una distanza dall'interfaccia originaria pari a ζ , in esso la pressione è pari a $\gamma_s(H - \zeta)$ oppure a $\gamma_d(b - \zeta)$, a seconda che il punto lo si consideri appartenente alla regione di acqua dolce o di acqua salata. In condizioni di equilibrio tali pressioni devono essere uguali, per cui si ricava:

$$\xi \cong \frac{H - h}{(\gamma_s - \gamma_f)} \gamma_f \quad (2.21)$$

Se nel ragionamento precedente si pone $r = 0$, si ottiene il sollevamento ζ_v del vertice del cono di intrusione marina.

Nella prima metà del secolo scorso si riteneva, erroneamente, che il sollevamento del cono di intrusione marina potesse proseguire sino a quando l'interfaccia non si fosse disposta al di sotto della base del pozzo. In realtà, all'aumentare della depressione idrodinamica determinata dal pompaggio, si raggiunge, come già anticipato, uno stato in cui non è più possibile mantenere condizioni di equilibrio lungo la interfaccia, come illustrato in ORABONA & COTECCHIA, 1959. Esiste, quindi, un sollevamento del cono di intrusione marina detto "critico", oltre il quale un ulteriore incremento della portata di pompaggio determina la captazione di una miscela di acqua dolce e di acqua salata. In realtà, l'esistenza di una stratificazione salina nella falda e nella zona di transizione all'acqua di mare, determina l'esistenza di diverse depressioni critiche, ognuna afferente alla rottura dell'equilibrio avente parte lungo la generica interfaccia che separa i fluidi sovrapposti, a densità crescente verso il basso, secondo cui può idealmente essere schematizzata l'effettiva stratificazione salina delle acque di falda (ORABONA & COTECCHIA, 1959; fig. 2.29). L'argomento sarà affrontato nel capitolo 5, a proposito dell'intrusione marina, in relazione allo scostamento del comportamento li-

mite della relazione di Ghyben-Herzberg derivante dal comportamento idrodinamico della falda acquifera, sotto forte pompaggio.

Le fenomenologie esposte dovrebbero quindi essere di base per la progettazione e la gestione delle opere di captazione penetranti negli acquiferi mesozoici regionali, interessati appunto dal fenomeno dell'intrusione marina. Quando, infatti, all'inizio della seconda metà del secolo scorso, si avviò un uso consistente e sistematico della risorsa idrica sotterranea, già si raccomandava l'adozione di valori contenuti delle depressioni idrodinamiche e delle penetrazioni dei pozzi in falda, in funzione della quota della superficie piezometrica della falda. In particolare, si raccomandava l'adozione dei seguenti valori delle depressioni idrodinamiche Δt (COTECCHIA *et alii* 1957; COTECCHIA, 1958):

$$\Delta t [m] < \frac{t}{2} - 0,01562L' \quad (2.22)$$

dove:

t [m] = altezza piezometrica della falda indisturbata;

L' [m] = penetrazione del pozzo misurata a partire dal livello mare.

Si tratta di raccomandazioni che, sebbene superate, oggi, dalle possibilità di calcolo offerte dalla modellazione numerica, restano tuttora efficaci nell'ottica di una progettazione cauta delle opere di captazione, come indicato nel capitolo 12, nei casi in cui l'acquifero possa essere assimilato ad un mezzo omogeneo ed isotropo. Raccomandazioni, comunque, disattese dagli organi preposti al controllo e alla salvaguardia delle risorse idriche sotterranee. L'effettivo progettista della maggior parte delle opere di captazione realizzate sul territorio pugliese è stato, in pratica, il "perforatore". Questi, nella scelta della penetrazione del pozzo e della relativa portata di emungimento non è stato certo illuminato dai principi di idraulica sotterranea, ma ha proceduto in ragione della permeabilità del mezzo, per poter ottenere una portata estratta che gli garantisse un ritorno economico. Basterebbe, a tale proposito, far riferimento agli oltre 100.000 pozzi presenti sul territorio regionale, per rendersi conto della totale mancanza di valutazioni idrauliche alla base del dimensionamento delle opere di captazione. Nel capitolo 12 sarà illustrato lo studio con-

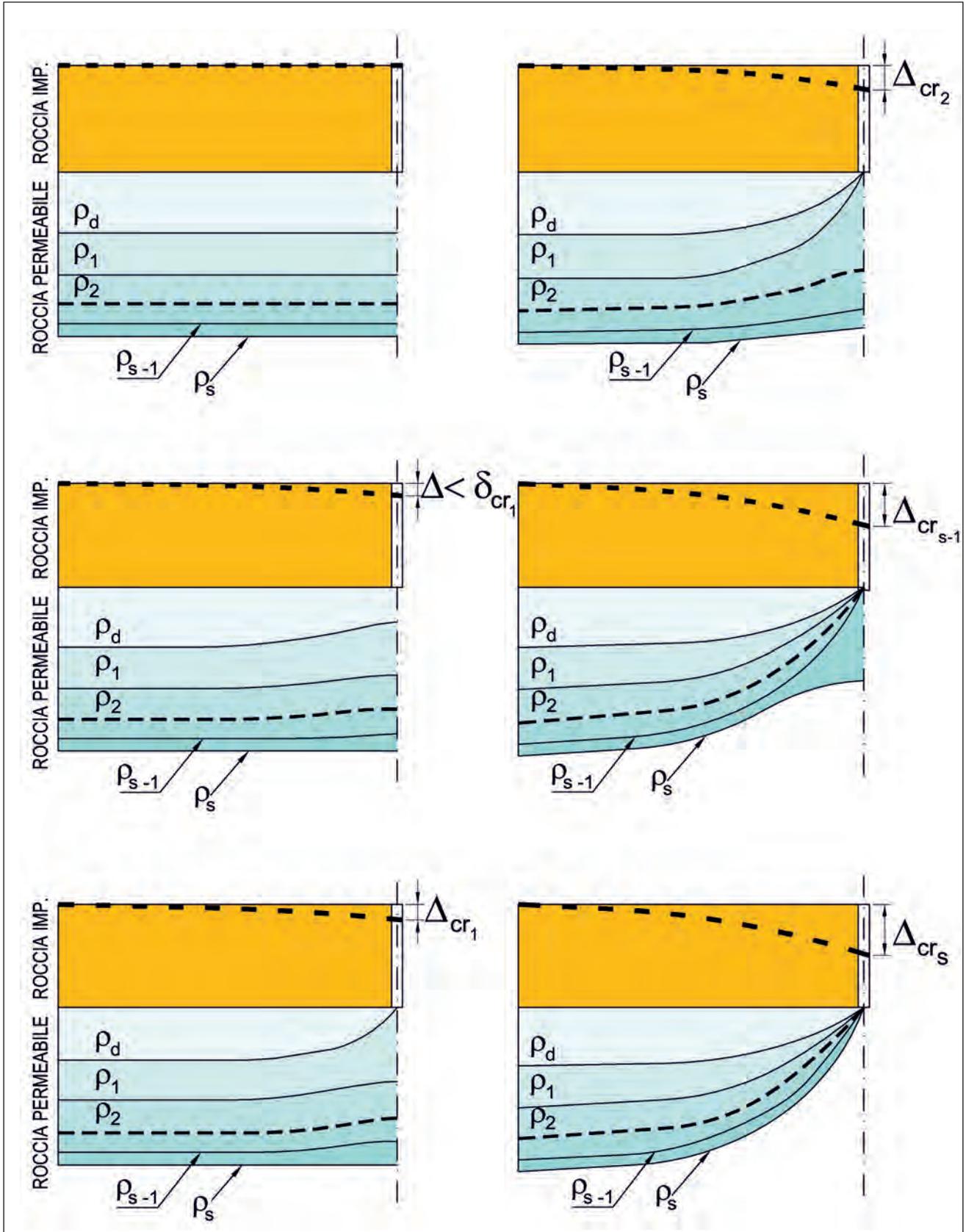


Fig. 2.29 - Formazione del cono di intrusione marina in una falda presentante una zona di transizione dove la densità dell'acqua passa gradualmente dal valore ρ_d della falda di acqua dolce al valore ρ_s dell'acqua di mare (da ORABONA & COTECCHIA, 1959).

- Formation of the salt-water upconing in groundwater with a transition zone where the water density gradually moves from the ρ_d value of freshwater to the ρ_s value of seawater (from ORABONA & COTECCHIA, 1959).

dotto su circa 1.000 pozzi distribuiti sul territorio pugliese – attingenti alla falda profonda calcareo-carsica - che ha consentito di tracciare la “Carta dell’influenza della penetrazione dei pozzi in falda sulla qualità dell’acqua estratta dall’acquifero carbonatico profondo” (tav. 5 f.t.).

2.3.3. – *Chimismo dell’acqua di falda oggetto di mescolamento con l’acqua di mare*

Il chimismo delle acque di falda è legato a quello delle acque di alimentazione, agli eventuali scambi ionici aventi parte con la roccia costituente l’acquifero e con gli eventuali terreni di copertura, ai tempi di residenza e alla presenza dell’acqua di mare nell’acquifero. La conoscenza della distribuzione dei parametri chimici può dunque fornire utili informazioni sulle condizioni entro cui si svolge la circolazione idrica sotterranea, e in particolare, sulle condizioni di equilibrio esistenti tra la falda di acqua dolce e la sottostante acqua di mare di intrusione continentale.

La comprensione delle dinamiche con cui evolve il chimismo delle acque sotterranee in presenza di acqua di mare negli acquiferi riveste grande interesse scientifico ed applicativo, per una corretta interpretazione dei risultati del monitoraggio idrogeologico finalizzato alla pianificazione, gestione e salvaguardia delle risorse idriche sotterranee. Non è sufficiente, infatti, in simili contesti idrogeologici, riferirsi a valori tabellari dei parametri chimici, forniti in genere dalle normative ambientali per la salvaguardia della qualità delle acque e della vita umana. Infatti, diversamente da altri tipi di inquinanti rilasciati in superficie, ad esempio a seguito di attività antropiche, e che si infiltrano nel sottosuolo disperdendosi nell’acquifero, l’acqua di mare è presente alla base della falda di acqua dolce. La salinità di quest’ultima è, a sua volta, condizionata da diversi fattori, naturali ed antropici, ognuno agente con modalità, tempi ed intensità differenti. S’impone, pertanto, la necessità di interpretare i risultati del monitoraggio dei parametri idraulici, chimici e fisici delle acque di falda seguendo un approccio multidisciplinare, ormai consolidato nella letteratura scientifica. A tal riguardo basti pensare, ad esempio, al fenomeno della formazione del cono di intru-

sione marina in una falda di acqua dolce, galleggiante su acqua di mare. Il fenomeno produce i suoi effetti indipendentemente dalle caratteristiche qualitative e quantitative della falda su scala regionale. Pertanto, una falda non affetta da particolari problemi di inquinamento e sovrasfruttamento, può dare luogo, qualora captata da un pozzo mal progettato, a valori elevati di salinità a seguito delle dinamiche descritte in precedenza. L’opera di captazione puntuale può quindi determinare valori di salinità e di talune sostanze chimiche delle acque di falda emunte tali da far classificare negativamente l’intero corpo idrico, quando in realtà il problema è attribuibile ad una errata progettazione del pozzo o, addirittura, riferibile ad una non ben identificata opera di captazione che alteri l’equilibrio acqua dolce-acqua di mare in prossimità del pozzo considerato. Al contrario, un errato giudizio positivo sulla qualità dell’acqua di falda può derivare da una scelta non razionale della quota di campionamento, che, ad esempio, potrebbe aver interessato solo le porzioni di acquifero più superficiali, interessate da una circolazione idrica sotterranea dolce, senza fornire le dovute informazioni sulla effettiva stratificazione salina della falda alle profondità interessate da un eventuale peggioramento qualitativo. Le zone più superficiali della falda presentano, infatti, quasi sempre caratteristiche chimico-fisiche prossime a quelle delle acque di alimentazione; pertanto, campionamenti operati in questi settori, molto spesso non sono idonei al monitoraggio dell’intrusione marina, tranne nel caso di aree molto vicine alla costa.

Qui di seguito, dopo aver fornito alcune definizioni di carattere generale sulla idrochimica ed aver accennato al chimismo dell’acqua di mare, saranno riassunti i principi base per la corretta interpretazione dei risultati delle analisi chimiche condotte sui campioni di acqua di falda, in particolare quando sono oggetto di progressiva salinizzazione ad opera dell’acqua di mare. Si rimanda, quindi, ai capitoli 13÷18 per un’analisi particolareggiata del chimismo delle acque sotterranee appartenenti alle aree idrogeologiche regionali, al capitolo 8 per lo studio del chimismo delle acque di alimentazione, e al capitolo 20 per l’analisi del chimismo delle acque sotterranee estratte dagli acquiferi regionali e destinate al consumo umano.

2.3.3.1. - Definizioni

La geochimica delle acque sotterranee, detta anche idrochimica, si occupa in senso generale dello studio del chimismo delle acque (CIVITA, 2005). Quando, invece, è applicata allo studio delle acque sotterranee e dei rapporti esistenti tra queste e la roccia dell'acquifero, si parla più propriamente di idrogeochimica.

Nello studio del chimismo delle acque sotterranee presenta particolare importanza la definizione della *facies* chimica, ossia della famiglia geochimica di appartenenza dell'acqua sotterranea, determinata dalla coppia catione-anione prevalente (CIVITA, 2005). Il nome della *facies* chimica è determinato dall'anione prevalente, che funge da sostantivo, cui si aggiunge un aggettivo che indica il catione dominante. In tale ordine di idee, le acque sono comunemente divise in 4 principali famiglie, bicarbonato-calcica, solfato-calcica, cloruro-alcalina e bicarbonato-alcalina, ove per alcalina si intende un'acqua con una predominanza di ioni alcalini, ossia sodio e potassio. Nel caso in cui sia presente un catione in quantità paragonabile a quella dominante, questo viene introdotto come ulteriore aggettivo. Avremo così, per esempio, la *facies* bicarbonato-calcico-magnesiaca o bicarbonato-magnesiaca-calcica, a seconda che sia dominante il calcio o il magnesio. Nel caso in cui non siano presenti cationi ed anioni dominanti si parla di acque prive di dominanza geochimica.

La somma dei cationi, degli anioni e della silice è definita *Total Dissolved Solids* (TDS), che è prossima al residuo fisso a 180°C.

Si definisce, invece, salinità dell'acqua di mare il peso, generalmente espresso in grammi, di tutti i sali contenuti in un kg di acqua marina, quando i carbonati siano convertiti in ossidi, i bromuri e gli ioduri siano sostituiti dai cloruri, la massa organica sia tutta ossidata e il prodotto, disseccato a 480°C, mantenga peso costante (COTECCHIA, 1955). Analogamente si definisce clorinità il peso, in grammi, del cloro presente in un kg di acqua di mare. È consuetudine, tuttavia, esprimere la salinità e la clorinità in g/l, per cui si parlerà nel seguito di concentrazione salina (TDS) e concentrazione dello ione cloruro, fornendo con tale unità di misura i

risultati delle analisi chimiche condotte sui campioni d'acqua prelevati dai pozzi.

In funzione del TDS le acque possono essere classificate in minimamente mineralizzate (TDS < 50 mg/l), oligominerali (50 mg/l ≤ TDS < 200 mg), medio minerali (200 mg/l ≤ TDS < 1.000 mg/l) e minerali (TDS ≥ 1.000 mg/l). Le acque, in relazione al tenore di cloruri, possono invece essere classificate in dolci (Cl⁻ < 100 mg/l), salmastre (100 mg/l ≤ Cl⁻ < 1.000 mg/l), salate (1.000 mg/l ≤ Cl⁻ < 35.000 mg/l) e ipersaline (Cl⁻ ≥ 35.000 mg/l) (CIVITA, 2005).

Il chimismo delle acque sotterranee può agevolmente essere analizzato, oltre dalla composizione chimica, anche dai rapporti esistenti tra le varie specie ioniche. Questi rapporti consentono, infatti, di confrontare le acque e di verificarne le alterazioni chimiche subite durante il percorso nell'acquifero, dai punti di infiltrazione sino al recapito finale. Più avanti si illustreranno i principali rapporti caratteristici utili, in particolare, allo studio delle acque sotterranee interessate dal fenomeno dell'intrusione marina.

2.3.3.2. - Chimismo dell'acqua di mare

L'acqua di mare è caratterizzata, mediamente, da una concentrazione salina pari a circa 30.000÷40.000 mg/l e da una concentrazione di ione cloruro pari a circa 21.000 mg/l (tab. 2.4). Ma le acque marine, quando intruse nel continente, possono presentare un chimismo sensibilmente differente da quello dell'acqua di mare attuale. Inoltre, è molto difficile stabilire la composizione chimica dell'acqua di mare presente negli acquiferi alla base della falda di acqua dolce, non conoscendone il chimismo prima che si intrudesse nel continente. Così, nella già citata tabella 2.4, sono riportate le composizioni chimiche di tre campioni di acqua di mare prelevati lungo il litorale pugliese, dal cui esame emergono sostanziali differenze. Il primo campione si riferisce ad un prelievo di acqua di mare lungo il litorale ionico, in corrispondenza di Ginosa, e a 5 m di profondità sotto il livello del mare; il secondo si riferisce a un prelievo ad oltre 1 km di distanza dal litorale di Gallipoli, a 20 m di profondità sotto il livello mare; il terzo campione è stato prelevato a 1 km dalla spiaggia di Mola di

Tab. 2.4 – *Principali costituenti di taluni campioni di acque di mare del litorale pugliese.*
– Major constituents of some seawater samples of the Apulian shore.

Costituenti	Acqua marina litorale Ginosa	Acqua marina litorale Gallipoli	Acqua marina litorale Mola di Bari
Residuo a 110°C	42.870	40.355	40.300
Residuo a 180°C	40.742	39.400	38.710
ph	7.10	7.45	7.70
Cloro Cl ⁻ (g/l)**	21.737	21.772	21.220
Solfato SO ₄ ⁻ (g/l)	3.029	2.995	2.973
Carbonato CO ₃ ⁻ (g/l)	0.069	0.089	0.079
Calcio Ca ⁺⁺ (g/l)	0.960	0.507	0.946
Magnesio Mg ⁺⁺ (g/l)	0.929	1.447	1.046
Sodio Na ⁺ (g/l)	13.432	12.034	11.848
Potassio K ⁺ (g/l)	0.516	0.461	0.568
Clorinità Cl in g/Kg	21.093	21.276	20.592
Salinità S (*) in g/Kg	38.107	38.433	37.199
(*) Si definisce <i>Salinità</i> il peso <i>S</i> , in grammi, di tutti i Sali contenuti in un Kg di acqua marina, quando i carbonati siano convertiti in ossidi, i bromuri e gli ioduri siano sostituiti da cloruri, la massa organica sia tutta ossidata, e il prodotto, dissecato a 480° C, mantenga peso costante. Il residuo a 180° C, talora in senso convenzionale detto anch'esso <<salinità>>, non va identificato con <i>S</i> .			
La relazione che lega <i>S</i> a <i>Cl</i> è la seguente: $S = 0.03 + 1.805 Cl$.			
(**) le valutazioni sono fatte in g/l, allo scopo di poterle confrontare con le analisi delle acque di pozzi, comunemente anch'esse espresse in g/l.			

Bari e a 20 m di profondità sotto il livello mare. Il campione prelevato a Ginosa presenta un contenuto in sodio sensibilmente superiore a quello degli altri due, mentre per il magnesio si riscontra l'esatto contrario. La circostanza è probabilmente imputabile ad uno scambio ionico dovuto alla presenza, presso le sponde del fiume Bradano, di sedimenti argillosi ed argilloso-sabbiosi pliocenici e pleistocenici, che determinano una sostituzione $Na^+ \leftrightarrow Mg^{++}$ con l'acqua marina. I campioni d'acqua esaminati presentano inoltre un contenuto in calcio superiore a quello che in genere caratterizza l'acqua di mare del Mediterraneo (COTECCHIA, 1955) a causa del considerevole riversamento in mare di acque sotterranee e fluviali, ricche di bicarbonato.

L'acqua di mare, intrusa nel continente, interagisce con la matrice rocciosa costituente l'acquifero, modificando il proprio chimismo. Le reazioni di scambio delle basi del sistema composto, da un lato, dalla roccia - contenente in genere anche argilla o sostanza organica, o comunque qualsiasi altro minerale con potere di scambio - e, dall'altro, da una soluzione salina come l'acqua di mare, ren-

dono a volte impossibile prevedere lo stato di equilibrio finale. L'unico elemento non soggetto a modificazioni è il cloro, mentre tutti gli altri elementi possono subire mutamenti. Ad esempio, la concentrazione dello ione solfato nell'acqua di mare equivale a circa 1/7 di quella dello ione Cl⁻, ma può subire importanti variazioni quando la soluzione salina viene a contatto con sostanze di natura organica. In tali condizioni il solfato subisce un effetto di riduzione batterica, generalmente con produzione di idrogeno solforato, in condizioni anaerobiche. Supponendo per semplicità che la sostanza organica sia glucosio, la reazione può schematizzarsi come segue (COTECCHIA, 1955, 1965):

$$3Na_2SO_4 + C_6H_{12}O_6 \xrightarrow{\text{batteri}} 3H_2S + 6NaHCO_3 \quad (2.23)$$

La circostanza può dunque comportare una notevole riduzione dello ione solfato nell'acqua di falda sovrastante l'acqua di mare rispetto ai valori corrispondenti al semplice fenomeno di mescolamento tra i due fluidi. Si noti, in proposito, che in Puglia è stata spesso osservata, durante l'esecuzione di pozzi per la ricerca d'acqua, la presenza di H_2S nel sottosuolo non appena si intercetta la falda profonda in pressione. È questo, ad esempio,

il caso di un pozzo trivellato lungo la strada Foggia-Manfredonia, in prossimità del bivio per San Marco il Lamis. Dopo aver attraversato la potente coltre di depositi impermeabili del terziario del Tavoliere, il pozzo si è infatti attestato nella formazione calcarea del Mesozoico a circa 800 m di profondità, intercettando nelle fratture della roccia acqua di mare e al tetto dei calcari una sacca di gas, costituita prevalentemente da idrogeno solforato, la cui emanazione si è protratta per diversi giorni (COTECCHIA, 1975, 1979). La presenza di idrogeno solforato è, in questo caso, sicuramente attribuibile a materia organica che si è depositata nel corso della trasgressione plio-pleistocenica, sul tetto della formazione carbonatica cretacea, circostanza assai comune anche ad altre realtà regionali.

L'interazione tra l'acqua di mare e la roccia, legate al tempo di residenza nell'acquifero, interessano anche le concentrazioni in Ca^{++} e Mg^{++} , e conseguentemente il rapporto $\text{Mg}^{++}/\text{Ca}^{++}$, che tende a diminuire da valori superiori a 4,5 tipici delle acque di mare attuali o di recente ingressione, a valori pari a 3,5 nelle acque salate sotterranee (fig. 2.30; TULIPANO & FIDELIBUS, 1984). Una conferma del legame intercorrente tra la variazione del rapporto Mg/Ca e l'età dell'ingressione deriva dalle analisi dei contenuti in ^{14}C (fig. 2.31), che si riduce in funzione della diminuzione del rapporto rMg/rCa ; quest'ultimo può, in assenza di dati di

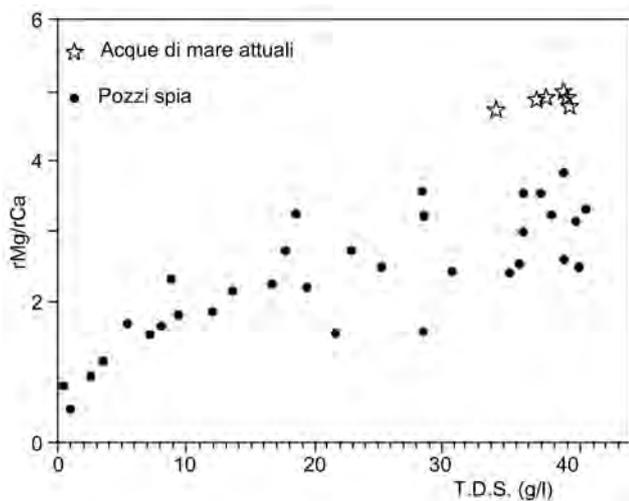


Fig. 2.30 - Valori del rapporto rMg/rCa relativi ad acque sotterranee dolci e salate campionate lungo la colonna idrica di alcuni pozzi spia del Salento (da FIDELIBUS, 1994).

– Values of the rMg/rCa ratio in fresh and salt groundwater samples taken along the water column of some observation wells of Salento (from FIDELIBUS, 1994).

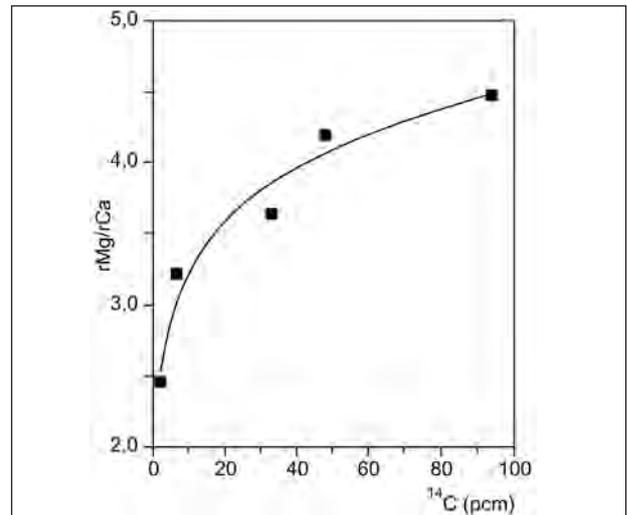


Fig. 2.31 - Relazione tra il rapporto rMg/rCa e i contenuti in ^{14}C (percento di carbonio moderno) per le acque salate sotterranee profonde in alcuni pozzi spia del Salento (da FIDELIBUS, 1994).

– Relationship between the rMg/rCa ratio and ^{14}C contents (percent of modern carbon) for saline deep groundwater in some observation wells of Salento (from FIDELIBUS, 1994).

età assoluta, fungere da tracciante dell'invecchiamento delle acque salate e fornire valutazioni di età relativa, sia per supportare la costruzione di ipotesi sui circuiti sotterranei, sia per differenziare la salinizzazione di acque dolci per intrusione laterale di acqua di mare attuale da quella dovuta al richiamo dal basso di acque salate di antica ingressione (FIDELIBUS, 1994).

I lunghi tempi di residenza dell'acqua di mare intrusa nel continente influenzano anche le concentrazioni di alcuni costituenti minori, quali lo stronzio e il litio, il boro, il rubidio e il bromo, riscontrati generalmente in aumento con la diminuzione progressiva del rapporto Mg/Ca (BRONDI *et alii*, 1983). La concentrazione di Sr^{++} nelle acque salate sotterranee pugliesi è, ad esempio, molto differenziata, anche a parità di concentrazione del Ca^{++} , e diventa sempre più alta quando si passa da acque soggette a flusso ciclico ad acque con più alti tempi di residenza, sino a valori del 150% superiori a quelli tipici dell'acqua di mare attuale. Lo stronzio è, infatti, legato ai processi di dissoluzione dei carbonati in quanto passa in soluzione insieme al Ca^{++} durante gli stadi di dissoluzione, e vi resta anche durante le fasi di precipitazione della calcite, che rimuovono preferibilmente il Ca^{++} (FIDELIBUS & TULIPANO, 1986). Valori elevati di Sr^{++} possono essere ritenuti una prova che la dissoluzione abbia

raggiunto gradi maggiori di quanto rivelato dal contenuto in Ca^{++} . Lo studio delle mutue variazioni nelle concentrazioni in Mg^{++} , Ca^{++} e Sr^{++} può, quindi, essere utile come strumento di studio dell'evoluzione del chimismo delle acque di mare intruse (TULIPANO *et alii*, 1990).

È chiaro quindi che, a seconda dei tempi di residenza dell'acqua di mare nell'acquifero, della composizione chimica dell'acqua di mare al momento dell'intrusione nel continente e della natura e permeabilità della roccia, la composizione chimica dell'acqua di mare nell'acquifero può variare di molto da caso a caso. L'acqua di mare penetrata di recente nell'acquifero per sostituire i volumi di acqua dolce depauperati o quella presente in prossimità delle sorgenti costiere, ove vi è un continuo "ricircolo" dell'acqua di mare (fig. 2.5), può possedere una concentrazione salina ed una composizione chimica molto diverse da quella intrusa nel continente in un passato lontano.

2.3.3.3. - Analisi dei processi di contaminazione salina dell'acqua dolce di falda

Per valutare l'esistenza e la consistenza dei processi di mescolamento tra l'acqua dolce di falda e l'acqua di mare, è consuetudine riferirsi a valori standard delle concentrazioni salina e dello ione cloruro. Si potrebbe, ad esempio, e in modo molto semplificato, fissare valori limite di tali parametri (rispettivamente, 1.000 mg/l e 250 mg/l secondo BARLOW, 2003), il cui superamento indichi la presenza di contaminazione marina. Si tratta, naturalmente, di valori orientativi, validi solo nel particolare contesto idrogeologico in cui sono stati fissati, e che variano a seconda del chimismo delle acque di alimentazione (cap. 8), dei processi di interazione acqua-roccia e delle caratteristiche chimiche delle acque marine intruse nel continente.

Il chimismo delle acque sotterranee influenza i processi di dissoluzione delle rocce carbonatiche, e ne è a sua volta influenzato (COTECCHIA, 1979). Il miscelamento di acqua dolce di falda con acqua marina, se contenuto entro certi limiti, determina una maggiore aggressività dell'acqua, pur restando costante la pressione parziale della CO_2 , sicché i valori

delle concentrazioni degli ioni calcio, magnesio e bicarbonato, possono anche essere di molto superiori a quelli desumibili da un semplice miscelamento conservativo (COTECCHIA *et alii* 1975a, 1975b, TAZIOLI & TITTOZZI, 1977; COTECCHIA, 1979).

Le acque di falda subiscono, in relazione ai tempi di residenza nell'acquifero e della natura dello stesso, variazioni nella propria composizione chimica. Alcuni autori ritengono, ad esempio, (EMBLANCH *et alii*, 2005; FIDELIBUS, 1993) che valori di concentrazione salina compresi tra 600-700 mg/l possano essere attribuiti - nel particolare contesto idrogeologico pugliese ove prevale la presenza di acquiferi calcarei e calcareo-dolomiti - alla solubilità dei minerali carbonatici (calcite, aragonite e dolomite), in presenza di un normale apporto di anidride carbonica. Valori superiori possono presentarsi sotto condizioni anomale di afflusso di anidride carbonica, ma, più frequentemente, sono da attribuirsi al fenomeno di intrusione marina. In realtà, nell'analisi delle singole aree idrogeologiche regionali illustrate nei capitoli 13÷18, si dimostrerà l'esistenza di processi di salinizzazione anche per valori di concentrazione salina decisamente inferiori a 600 mg/l. Infatti, il TDS delle acque di falda regionali non contaminate dal mare è spesso decisamente basso, specie in prossimità delle aree di alimentazione, ove l'acqua di falda è da ritenersi "giovane". In prossimità delle aree di ricarica (centro del Promontorio del Gargano, Alta e Media Murgia, centro della Penisola Salentina), dunque, si rilevano valori di concentrazione salina dell'ordine di 300÷400 mg/l (tav. 4 f.t.), per cui, in tali contesti, anche valori di salinità dell'ordine di 500-600 mg/l sono sicuramente da associarsi a processi di salinizzazione ad opera dell'acqua di mare.

Da quanto premesso si evidenzia l'opportunità di analizzare il chimismo delle acque di falda attraverso l'individuazione delle *facies* idrochimiche e l'interpretazione dei rapporti caratteristici tra talune specie ioniche. Alcuni di questi rapporti sono veri e propri traccianti naturali, rispetto ai quali è possibile confrontare le acque, determinarne l'origine e intuire o accertare il verificarsi o meno di alcuni fenomeni chimici durante il loro percorso sotterraneo (CIVITA, 2005; CELICO, 1990; TULIPANO *et alii*, 1990).

La composizione chimica dell'acqua di mare è in generale caratterizzata dalla sequenza:
 $Cl > SO_4^{2-} > CO_3^{2-} \approx Na^+ > Mg^{2+} > Ca^{2+} > K^+$ (2.24)
 ovvero è dominata dagli ioni Cl^- e Na^+ .

Le acque di falda, quando non sono contaminate dalle acque di mare, presentano invece composizioni chimiche fortemente variabili, a seconda di una molteplicità di fattori, tutti legati al particolare contesto idrogeologico di riferimento. In generale, nel contesto idrogeologico pugliese, le acque di falda sono caratterizzate dalla dominanza degli ioni CO_3^{2-} , Ca^{2+} e Mg^{2+} , con $Mg^{2+} < Ca^{2+}$, a differenza dell'acqua di mare in cui $Mg^{2+} > Ca^{2+}$. Esse presentano, quindi, minori concentrazioni degli ioni di origine marina, ovvero Na^+ , K^+ , Cl^- e SO_4^{2-} , ad eccezione delle aree costiere, ove, a causa dell'influenza dello spray marino, le concentrazioni possono aumentare significativamente.

Il processo di mescolamento dell'acqua dolce di falda, quasi sempre di *facies* bicarbonato-calcica, con acqua marina, di *facies* cloruro-sodica, può essere facilmente studiato attraverso il diagramma di Schoeller, ovvero un diagramma semilogaritmico che riporta sulle ordinate le concentrazioni, in milliequivalenti per litro, degli ioni principali. A questo proposito, nella figura 2.32 sono rappresentate, nel diagramma di Schoeller, le composizioni chimiche delle acque del Mare Adriatico e delle acque prelevate da un pozzo ubicato in agro di Altamura (LS20BA), queste ultime decisamente non contaminate. È evidente la diversa composizione delle due acque, ottenuta dal confronto della forma delle curve risultanti, tracciate alle estremità superiore ed inferiore del diagramma stesso. La curva che, nel diagramma di Schoeller, rappresenta l'acqua di mare presenta i suoi massimi in corrispondenza degli ioni cloro e sodio; diversamente, nel caso dell'acqua dolce di falda, sono maggiori i valori relativi agli elementi estremi della curva, vale a dire gli ioni calcio, carbonato e bicarbonato. Nello stesso diagramma di Schoeller si è proceduto, inoltre, alle rappresentazioni del chimismo di varie miscele di acqua, ottenute dal mescolamento dell'acqua prelevata dal pozzo LS20BA con varie percentuali di acqua di mare. La rappresentazione evidenzia che per valori dello ione cloro dell'ordine dei 200-300 mg/l, corrispondenti al mescolamento dell'acqua

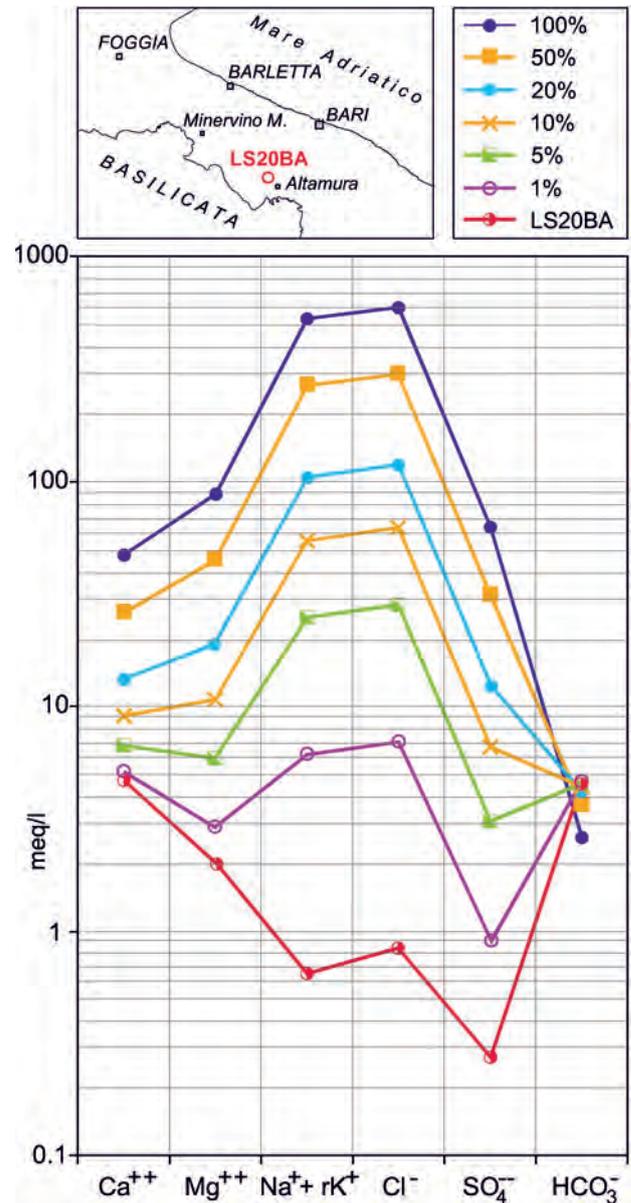


Fig. 2.32 - Diagramma di Schoeller che indica la composizione chimica dell'acqua del Mare Adriatico, dell'acqua emunta dal pozzo LS20BA in agro di Altamura e di varie miscele ottenute dal mescolamento delle due (la percentuale indica la quantità di acqua di mare presente nella miscela).

- Schoeller diagram showing the chemical composition of the Adriatic Sea water, of water drawn from well LS20BA in the Altamura area, and of various mixtures of both waters (the percentage refers to the amount of seawater present in the mixture).

di falda con appena l'1% dell'acqua di mare, si modifica totalmente la forma della curva e quindi la *facies* chimica dell'acqua stessa. Il sollevamento delle curve, all'aumentare della percentuale di acqua di mare miscelata, indica poi un generale incremento della concentrazione salina. Il mescolamento di un'acqua dolce di falda con l'1% di acqua di mare triplica, in una falda con una concentrazione iniziale di ione cloro pari a circa 100 mg/l,

la concentrazione salina (JONES *et alii*, 1997).

L'analisi del chimismo delle acque sotterranee oggetto di mescolamento con acqua di mare può essere condotta, come abbiamo detto, anche attraverso l'analisi dei rapporti esistenti tra alcuni ioni, come riportato qui di seguito (ORABONA & COTECCHIA, 1959; COTECCHIA, 1965, 1967b; COTECCHIA & MAGRI, 1966):

- rapporti $rCl/rTDS$ e rCl/rSO_4 ; i cui valori sono pari rispettivamente a circa 0,45 e 9,65, nell'acqua di mare (COTECCHIA & MAGRI, 1966); sono notevolmente inferiori per l'acqua di falda non contaminata dal mare; ne consegue che un incremento di questi rapporti è un chiaro indice di un processo di salinizzazione in atto a causa dell'intrusione marina;

- i rapporti

$(rNa+rK+rCl+rSO_4)/(rCa+rMg+rHCO_3+rCO_3)$ e $(rNa+rK)/(rCa+rMg)$; assumono valori in genere inferiore a 1 nelle acque dolci di falda (COTECCHIA & MAGRI, 1966); il mescolamento dell'acqua di mare con l'acqua di falda determina, in generale, un incremento degli ioni di origine marina Na^+ , K^+ , Cl^- ed SO_4^{2-} e dunque un incremento di detti rapporti, che assumono, per il Mar Adriatico, valori pari a 8,68 e 3,94 rispettivamente. Valori di questo rapporto superiori all'unità possono, quindi, essere indice di un fenomeno di mescolamento dell'acqua di falda con l'acqua di mare;

- il rapporto rCa/rMg , in genere superiore all'unità nell'acqua dolce di falda. L'acqua di mare, caratterizzata da una maggior concentrazione dello ione magnesio rispetto a quella dello ione calcio, presenta tale rapporto inferiore all'unità; con un valore, in particolare, pari a circa 0,54 nel caso del Mar Adriatico (COTECCHIA & MAGRI, 1966). La sua riduzione progressiva può, quindi, indicare un fenomeno di salsificazione delle acque sotterranee ad opera dell'acqua di mare;

- il rapporto rBr/rCl ; può considerarsi un indicatore molto attendibile dell'intrusione marina, dal momento che entrambi gli elementi, cloro e bromo, non reagiscono con la matrice rocciosa, tranne in presenza di quantità molto elevate di materia organica. Nel Mar Mediterraneo il rapporto varia tra 3×10^{-3} e $3,6 \times 10^{-3}$ (CELICO, 1990). Un valore inferiore a 3×10^{-3} , accompagnato da alti tenori di ione cloro, può indicare quindi un mesco-

lamento tra acqua di mare e acqua di falda.

Nell'interpretazione dei rapporti caratteristici bisogna però tenere conto del fatto che questi ultimi possono essere modificati dai già citati processi di interazione acqua-roccia sito specifici: reazioni di scambio ionico, processi di dolomitizzazione e fenomeni di riduzione della materia organica possono modificare, talora in maniera rilevante, le concentrazioni di talune specie ioniche rispetto a quelle derivanti da un semplice mescolamento conservativo tra acqua di falda e acqua di mare.

Le reazioni di scambio ionico rivestono particolare importanza negli acquiferi interessati dall'intrusione marina e in presenza di sedimenti argillosi, sostanze organiche e ossidi ed idrossidi (JONES *et alii*, 1997; APPELO & POSTMA, 2007; FIDELIBUS *et alii*, 2005); queste reazioni comportano la sostituzione del sodio contenuto nell'acqua di mare con il calcio assorbito sulla superficie dei sedimenti stessi, con il risultato di incrementare la concentrazione di calcio e contestualmente ridurre la concentrazione di sodio nell'acqua di falda. Allo stesso modo i processi di dolomitizzazione delle rocce calcaree possono condurre ad un incremento di calcio nell'acqua di falda e ad un decremento di magnesio. Infine, come già visto, i fenomeni di riduzione del radicale SO_4^{2-} in presenza di sostanze organiche possono determinare una riduzione del radicale stesso nell'acqua di falda, con conseguente produzione di idrogeno solforato.

2.3.4. - Intrusione marina in Puglia

Gli aspetti del fenomeno dell'intrusione marina esposti da Ghyben-Herzberg, cui si fa cenno nel paragrafo 2.3.1, sono largamente confermati nella nostra regione, ove le acque marine si rinvergono alla base della falda di acqua dolce, a profondità via via crescenti con l'aumentare della distanza dalla costa, e quindi delle quote piezometriche della falda, come dimostrato già dalle prime ricerche condotte a partire dagli anni '50 (COTECCHIA, 1955; COTECCHIA *et alii* 1957; ORABONA & COTECCHIA, 1959; COTECCHIA, 1977).

Gli studi svolti hanno consentito, in particolare, di analizzare il rapporto esistente tra profondità h dell'interfaccia e l'altezza piezometrica t , entrambe riferite al livello mare (fig. 2.24). Ipotizzando l'inter-

faccia coincidente con il tetto della zona di transizione, tale rapporto, per i primi pozzi spia realizzati nella nostra regione (figg. 2.6, 2.7), era compreso nell'intervallo $37 \div 54$, mentre, nell'ipotesi di interfaccia coincidente con il letto della zona di transizione, era compreso nell'intervallo $42 \div 82$. Questi valori sono pertanto di molto superiori a quelli desumibili dalla semplice applicazione della relazione di Ghyben-Herzberg, per motivi che verranno chiariti in seguito.

Gli acquiferi mesozoici permeabili per fratturazione e carsismo sono in comunicazione idraulica con il mare lungo tutto il perimetro costiero, a partire dall'estremo settentrionale del Gargano sino al Capo di Santa Maria di Leuca, con riferimento al Mare Adriatico, e da qui sino al confine regionale con la Basilicata, individuato dal fiume Bradano, con riferimento al Mar Ionio. L'intrusione marina investe in ultima analisi l'intero territorio regionale ed influisce sulla circolazione idrica sotterranea con modalità differenti a seconda che ci si riferisca a porzioni di territorio prettamente costiere o a zone interne, almeno sin dove tale influenza è stata sino ad oggi riconosciuta.

2.34.1. - Intrusione marina in relazione alle condizioni geostrutturali degli acquiferi in prossimità della costa

Le modalità con cui l'acqua di mare penetra nel continente sono profondamente condizionate dalle condizioni geostrutturali degli acquiferi in prossimità della costa.

Le indagini eseguite nella Penisola Salentina in vari momenti storici hanno consentito di tracciare la sezione idrogeologica I-I', riportata nella Carta Idrogeologica (tav. 4 f.t.), coincidente grossomodo con l'allineamento Vernole-Sannicola. La Carta evidenzia che, in prossimità di Vernole, a distanze dalla linea di costa dell'ordine di 10 km, non è possibile intercettare nell'acquifero carbonatico, presente a notevoli profondità, la falda di acqua dolce, come già asserito sulla base dei primi studi condotti negli anni '50 (COTECCHIA *et alii*, 1957). Per comprendere i motivi di tale circostanza, del resto assai frequente lungo il perimetro costiero regionale, occorre osservare il comportamento della

linea tratteggiata I nella figura 2.1, ovvero il luogo dei punti estremi dell'interfaccia teorica acqua dolce - acqua di mare (COTECCHIA *et alii*, 1957). È chiaro che, a seconda delle posizioni relative assunte dalla linea I e dalla linea di costa, quest'ultima definita come intersezione tra superficie del mare e superficie topografica, possono determinarsi comportamenti della falda presso costa profondamente diversi. Come si può osservare, la linea I coincide solo raramente con la linea di costa: circostanza, questa, che si verifica solo quando i calcari mesozoici affiorano presso costa, consentendo così l'efflusso a mare della falda lungo la costa stessa. Quando, invece, i calcari digradano sotto il livello del mare e sono ricoperti da coltri di terreni argillosi, la falda profonda, in funzione del rapporto tra profondità dei calcari permeabili e altezze piezometriche, può mescolarsi con l'acqua di mare prima di raggiungere la costa (caso in cui la linea I di figura 2.1 è interna nel continente), oppure può superare in condizioni confinate la coltre argillosa, riversandosi in mare oltre la linea di costa, ove i calcari affiorano. In tal caso la linea I è ubicata in mare.

Quando la linea è interna al continente, le acque di falda presentano notevoli concentrazioni saline in prossimità della costa, anche in assenza di emungimenti.

Il monitoraggio idrogeologico applicato in queste aree deve perciò tener conto di simili comportamenti, per evitare di confondere elevati valori di salinità dovuti alle peculiari condizioni idrogeologiche e geostrutturali con un depauperamento in atto della risorsa idrica sotterranea. Quest'ultimo può evidenziarsi, invece, solo attraverso il controllo in continuo dei parametri chimico-fisici delle acque di falda, per poter individuare eventuali peggioramenti qualitativi nel tempo.

Per comprendere i motivi del comportamento peculiare della falda di acqua dolce, è possibile fare riferimento alla relazione di Ghyben-Herzberg, che resta valida, nelle linee generali, anche quando la circolazione idrica sotterranea è in pressione. Il rapporto tra altezza piezometrica della falda e profondità di rinvenimento dei calcari distingue, infatti, i due casi sopra menzionati: nel caso della figura 2.11a, l'altezza piezometrica t non è suffi-

ciente a garantire una posizione dell'interfaccia a quota inferiore a quella di rinvenimento dei calcari, situazione che invece accade nel caso della fig. 2.11b. Assumendo nella relazione di Ghyben-Herzberg $\bar{h} = \gamma t$ (eq. 2.12), e detta B la profondità di rinvenimento dei calcari, misurata rispetto al livello mare, la condizione rappresentata in figura 2.11a si determina quando in prossimità della costa risulta:

$$\bar{h} = H - t < B \quad (2.25)$$

ossia quando $B/t > \gamma \approx 32$

Viceversa, quando il carico piezometrico è maggiore, ossia quando $B/t < \gamma$, la falda può circolare nella porzione di acquifero compresa tra il letto della formazione impermeabile e l'interfaccia (fig. 2.11b). Ritornando alla sezione idrogeologica I-I' tracciata in corrispondenza del Salento (tav. 4 f.t.), in corrispondenza del pozzo 551EISS prossimo alla città di Vernole, il carico piezometrico è pari a $t = 3$ m s.l.m., mentre la profondità del tetto dei calcari rispetto al livello mare è pari a $B \approx 180$ m, ottenendosi quindi un rapporto $B/t = 60 \gg 32$, che giustifica l'assenza di acqua dolce di falda nei calcari mesozoici della zona.

È evidente che le condizioni di moto presso costa sono molto più complesse di quanto, in modo semplificato, venga ipotizzato nella relazione di Ghyben-Herzberg, che resta, dunque, utilizzabile solo per una indicazione qualitativa, o al più semi-quantitativa, dei fenomeni. Una circostanza, questa, dovuta sia ai non trascurabili contenuti salini della falda per quote superiori a quelle della zona di transizione, sia alla non validità dell'ipotesi di distribuzione idrostatica delle pressioni. Volendo rimarcare quest'ultimo aspetto, si noti che presso costa la falda possiede una non trascurabile componente di moto verticale, per cui il reticolo di flusso effettivo presenta variazioni significative rispetto a quello semplificato, afferente a condizioni di moto piano orizzontale, per le quali vale la distribuzione idrostatica delle pressioni. In prossimità della costa (fig. 2.33) le linee di flusso confluiscono, infatti, verso la zona di deflusso delle acque di falda in mare. La risalita delle linee di flusso verso la zona di deflusso determina una notevole riduzione dello spessore della falda di acqua dolce. In prossimità della costa la componente verticale del moto di filtrazione, che

produce la curvatura del reticolo di flusso, non può quindi essere trascurata. Per evidenziare tale fenomeno può essere utile considerare il generico punto A dell'interfaccia e il corrispondente punto F coincidente con l'intersezione della verticale per A con il pelo libero della falda. Nell'ipotesi di distribuzione idrostatica della pressione, questi punti presentano stessa altezza piezometrica t_f , per cui, secondo la relazione di Ghyben-Herzberg, il punto A dell'interfaccia dovrebbe presentare una profondità, rispetto al livello di mare, pari a γt_f . In realtà, a causa della curvatura delle linee di flusso, il punto A e il punto F presentano una differente altezza piezometrica. In particolare, la linea equipotenziale relativa al punto F non è verticale, pertanto il punto dell'interfaccia con carico piezometrico t_f è in realtà il punto B disposto sulla stessa linea equipotenziale del punto F . Poiché le linee equipotenziali presso costa presentano la concavità rivolta verso il mare, si ha che il punto B è disposto più a valle rispetto al punto A . In definitiva, la profondità dell'interfaccia in corrispondenza del punto A è maggiore di quanto si evinca applicando la relazione di Ghyben-Herzberg, per la quale invece dovrebbe corrispondere quella del punto B . Quanto appena illustrato è utile a spiegare, seppur parzialmente, la presenza di notevoli spessori della falda in prossimità della costa.

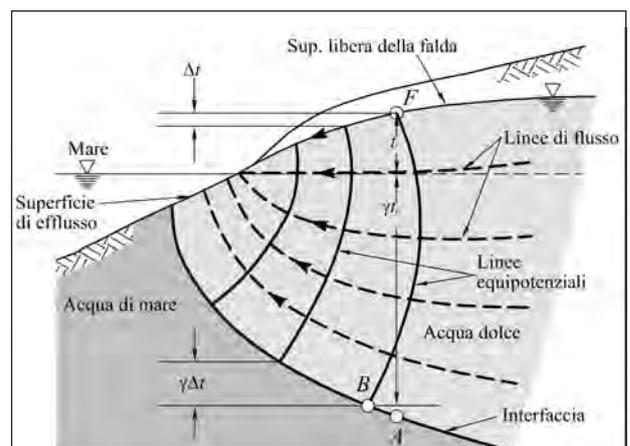


Fig. 2.33 - Reticolo di flusso in prossimità della costa in presenza di una non trascurabile componente verticale della velocità di filtrazione: la profondità dell'interfaccia relativa al punto A è maggiore di quanto non si evinca dall'applicazione della relazione di Ghyben-Herzberg per la quale invece detta profondità dovrebbe essere quella del punto B (da BEER, 1979).

— Flow net near the coast in the presence of a notable vertical component of the flow velocity: depth of interface at point A is greater than when applying the Ghyben-Herzberg relationship, where such depth should be that at point B (from BEER, 1979).

2.3.4.2. - Intrusione marina nelle aree interne

Come già ricordato, nella Penisola Salentina è stata accertata una continuità idraulica tra acque marine intruse dal versante adriatico e acque introdotte dal versante ionico. Pertanto il volume d'acqua dolce di falda entro l'area idrogeologica del Salento galleggia sull'acqua di mare. La stratificazione salina riconosciuta lungo la sezione I-I' riportata nella Carta Idrogeologica (tav. 4 f.t.) evidenzia, in particolare, una profondità massima del tetto dell'acqua di mare nella Penisola Salentina pari, in quota assoluta, a circa -200 m, se si considera l'interfaccia coincidente con l'isoalina 40 g/l. Considerando, invece, l'interfaccia coincidente con l'isoalina 10 g/l, si riscontra per essa una quota assoluta pari a circa 100 m, a denotare quindi il notevole spessore della zona di transizione che caratterizza quasi ovunque le porzioni più interne del Salento.

L'intrusione marina è stata riconosciuta in Puglia anche nelle zone interne di altre aree idrogeologiche, caratterizzate da quote piezometriche maggiori di quelle riconosciute nell'interno della Penisola Salentina.

Nell'area idrogeologica della Murgia, l'intrusione marina si riscontra, infatti, sia lungo il litorale adriatico sia lungo quello ionico, ove è ubicata l'area idrogeologica dell'Arco Ionico Tarantino, come indicano le sezioni idrogeologiche II-II' e III-III' della Carta Idrogeologica (tav. 4 f.t.). Per tali sezioni non è stato possibile ricostruire, nelle aree interne, l'andamento del tetto dell'acqua di mare intrusa nel continente, vista la mancanza di dati a tal riguardo. Allo stato attuale, dunque, lo spessore della falda di acqua dolce in corrispondenza dell'Alta Murgia non è definito, per cui non si è in grado di valutarne le potenzialità idriche, come verrà ampiamente discusso nel capitolo 15. Inoltre, sono tutt'ora incerte le riserve idriche effettivamente disponibili anche nelle porzioni centrali del Gargano, ove sono riconosciuti carichi piezometrici dell'ordine di 50 m s.l.m., ma rimane ignoto il livello di base della falda di acqua dolce. In dette aree non è possibile neanche eseguire una stima della profondità dell'interfaccia utilizzando

la relazione di Ghyben – Herzberg, e ciò in quanto non è nota la distribuzione lungo la verticale delle altezze piezometriche.

Sulla base dei dati sinora disponibili, sembra, comunque, plausibile l'ipotesi che nelle zone più interne del Gargano e della Murgia sia presente, alla base della falda di acqua dolce, acqua di mare di intrusione continentale. Infatti, come accennato nel par. 2.1, pozzi di ricerca petrolifera hanno intercettato acque salate, di probabile origine marina, nei calcari mesozoici a notevoli profondità dell'area Bradanica. Acqua salata è stata, in particolare, rinvenuta in un elevato numero di pozzi disposti lungo l'Avanfossa Bradanica (fig. 2.4), a profondità dell'ordine delle migliaia di metri (tab. 2.1). Inoltre, un pozzo profondo eseguito per la ricerca di acque sotterranee nei calcari mesozoici sottostanti ai terreni alluvionali della Capitanata, in prossimità della città di Foggia, ha intercettato acqua salata a profondità anche maggiori di 1.000 m. Si noti come, in quest'ultimo caso, l'acqua salata individuata nei calcari mesozoici sia incontestabilmente acqua di mare intrusa nel continente: questa, infatti, intercettata dal pozzo, è risalita sino ad attestarsi alla quota dell'attuale livello mare. Nulla invece può dirsi rispetto ai pozzi profondi eseguiti per ricerca petrolifera, poiché le uniche informazioni disponibili riguardano la profondità di campionamento dell'acqua e la relativa salinità, e mancano analisi chimiche e dati idrogeologici utili a chiarire l'origine dell'acqua salata.

2.3.4.3. - Variazioni temporali di posizione, forma e spessore della zona di transizione tra acqua dolce di falda e acqua di mare

Per poter valutare correttamente lo stato quantitativo dei corpi idrici sotterranei occorre analizzare il comportamento nel tempo della zona di transizione tra falda di acqua dolce e sottostante acqua di mare. L'analisi dei dati piezometrici della falda, infatti, non è sufficiente a descrivere le variazioni di spessore della falda di acqua dolce, essendo quest'ultima funzione delle leggi che regolano l'equilibrio acqua dolce – acqua di mare nell'acquifero.

La zona di transizione subisce, nel tempo, continui spostamenti verticali, oltre che variazioni di forma e spessore, prodotti sia da fattori naturali, come le oscillazioni del livello mare e le variazioni piezometriche stagionali della falda, sia antropici, questi ultimi ricollegabili sostanzialmente agli emungimenti attuati dai pozzi penetranti negli acquiferi regionali. Occorre, in particolare, far ricorso a modelli matematici, descritti nel capitolo 5, che consentano di analizzare le variazioni di salinità e di altezze piezometriche della falda in funzione delle forzanti esterne, come la ricarica dovuta alle piogge e gli emungimenti. Allo stato attuale è impossibile, tuttavia, applicare questi modelli agli acquiferi regionali cretacei, sia per la carenza di specifici dati idrogeologici, sia, e soprattutto, per l'influenza di innumerevoli pozzi, non noti, che a questi acquiferi attingono.

Indagini condotte circa 40 anni fa nella Penisola Salentina (COTECCHIA, 1977) consentirono di ricavare interessanti informazioni sulle dinamiche evolutive del fenomeno dell'intrusione marina, cui non hanno purtroppo fatto seguito i necessari approfondimenti. Qui di seguito verrà, dunque, illustrato l'attuale stato delle conoscenze riguardo al comportamento della zona di transizione, sulla base dei risultati delle indagini condotte in Puglia, nell'intento di gettare le basi per futuri approfondimenti, che mirino alla determinazione quantitativa dei legami esistenti tra ricarica, emungimenti, oscillazioni mareografiche e dinamiche evolutive della zona di transizione, in relazione alle caratteristiche idrogeologiche degli acquiferi.

I primi studi condotti dal CNR-IRSA (TADOLINI & TULIPANO, 1970; COTECCHIA, 1974, 1977) consentirono di appurare l'esistenza di un legame tra distanza dalla costa e ampiezza dell'oscillazione dello spessore della lente di acqua dolce, misurato a partire dal tetto della zona di transizione, quest'ultimo assunto di quota pari a quella in cui si verifica un significativo incremento del gradiente della concentrazione salina. Con riferimento, ad esempio, ai pozzi di figura 2.34, si evidenzia che i pozzi SI3, SI1, CH1 e CH2, ubicati in prossimità della costa ionica salentina (fig. 2.6), non hanno registrato sostanziali modifiche nella posizione della zona di transizione nel periodo di misura, pari a

circa 2 anni. Viceversa, i pozzi SR ed CS, maggiormente distanti dalla costa, hanno registrato, nello stesso periodo di misura, variazioni dello spessore della lente di acqua dolce dell'ordine di alcuni metri; in particolare, è stato osservato un innalzamento del tetto della zona di transizione con circa 3 mesi di ritardo rispetto agli eventi di pioggia.

Le variazioni dei carichi piezometrici registrate in periodi di osservazione pari a diversi anni idrologici in pozzi interni della Penisola Salentina, come illustrato nel successivo paragrafo 2.5, sono al massimo dell'ordine di alcuni decimetri. Le oscillazioni della zona di transizione sono invece dell'ordine dei metri, un ordine di grandezza, cioè, superiore a quelle del carico piezometrico; ne consegue che la falda risponde alla ricarica e allo svuotamento con lo spostamento verticale della zona di transizione, piuttosto che con gli spostamenti

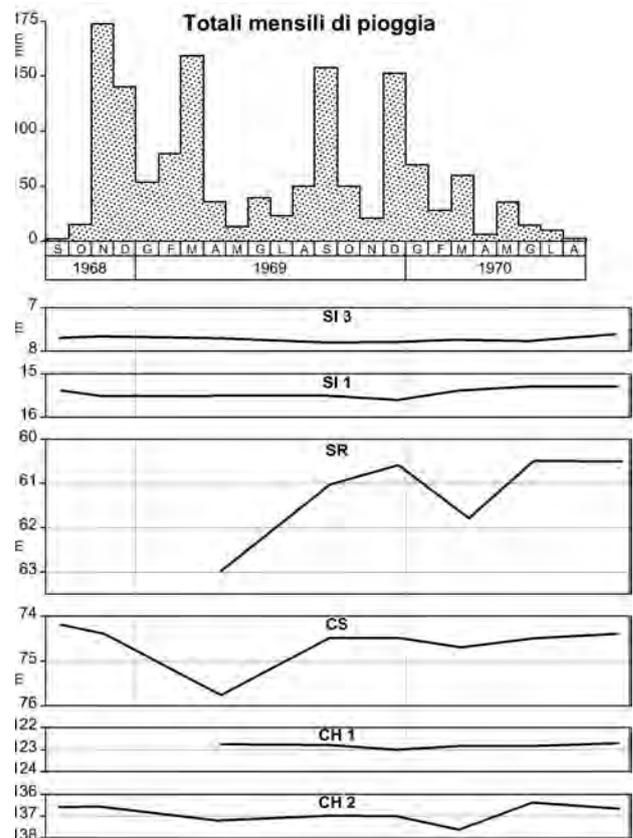


Fig. 2.34 - Andamento nel tempo della profondità dal livello piezometrico del tetto della zona di transizione misurato nel periodo Settembre 1968÷Agosto 1970 in alcuni dei pozzi ubicati in figura 2.6 con indicazione dei totali mensili di pioggia (da COTECCHIA, 1977).

– Time changes in the top of the transition zone measured with respect to the groundwater level in the period September 1968 - August 1970 in some wells shown in figure 2.6, and indication of total monthly rainfall (from COTECCHIA, 1977).

verticali della superficie piezometrica, in accordo con i principi fondamentali che regolano l'equilibrio acqua dolce-acqua di mare esposti dalla relazione di Ghyben - Herzberg. Una conclusione, questa, che assume fondamentale importanza nello studio e nell'interpretazione dei risultati del monitoraggio idrogeologico, specie per le aree caratterizzate da modeste variazioni di altezza piezometrica, come l'interno della Penisola Salentina. In simili contesti idrogeologici avviene, infatti, che modeste riduzioni delle altezze piezometriche, anche dell'ordine di grandezza degli errori topografici accidentali (in genere associabili alle modalità di rilevazione della quota del piano campagna e del livello freatico del pozzo, spesso condotte con metodi speditivi), possono essere il sintomo di un depauperamento in atto, riconoscibile quantitativamente solo tramite un monitoraggio del comportamento della zona di transizione.

Le indagini eseguite hanno consentito, inoltre, di verificare che a spostamenti verticali del tetto della zona di transizione non corrispondono analoghi spostamenti delle isoaline più profonde. In proposito si considerino, ad esempio, i pozzi della figura 2.35, in riferimento ai quali è stato ricostruito l'andamento nel tempo della profondità dal livello piezometrico misurato nel pozzo di alcune isoaline appartenenti alla zona di transizione, a partire dal tetto della stessa e sino all'acqua di mare. Vi si osserva che le varie isoaline subiscono spostamenti verticali differenti, cui corrisponde una continua modifica della posizione, ma anche della forma, della zona di transizione; quest'ultima subisce pertanto continue contrazioni e dilatazioni in ragione della ricarica (KOHOUT & KLEIN, 1967). È interessante osservare che, nel caso in esame, i massimi spostamenti verticali si manifestano per le isoaline prossime al tetto e al letto della zona di transizione, mentre quelle più interne, nel periodo di osservazione, non subiscono sostanziali spostamenti.

Le modalità con cui lo spessore della falda di acqua dolce risponde alla ricarica dell'acquifero dipende anche dall'intensità di pioggia. Piogge intense, quali ad esempio quelle registrate nel periodo tra il settembre e l'ottobre 1970 (fig. 2.35), non portano significative variazioni di quota delle isoaline appartenenti alla zona di transizione. Vi-

ceversa, piogge meno intense, ma di lunga durata, avutesi ad esempio nel periodo tra il dicembre 1970 e il marzo 1971, determinarono, con un ritardo di circa 3 mesi, un abbassamento del tetto e del letto della zona di transizione nel pozzo SI1, nonché un abbassamento del solo letto nel caso del pozzo CH1. In corrispondenza di questi pozzi analogo comportamento venne registrato anche nel periodo di svuotamento della falda, conseguente alla stagione secca del 1971 intercorsa tra i mesi di aprile e agosto. Infatti, mentre per il pozzo SI1 venne rilevato un sollevamento del tetto e del letto della zona di transizione, nel caso del pozzo CH1 il sollevamento interessò unicamente il letto. Una circostanza imputabile probabilmente alle differenti caratteristiche idrogeologiche locali delle porzioni di acquifero cui appartengono i due pozzi; il pozzo CH1 è infatti prossimo all'importante manifestazione sorgentizia del Chidro (cap. 4.5).

Le diverse modalità con cui la zona di transizione risponde agli eventi meteorici, in relazione alla loro durata e intensità, è legata sostanzialmente ai diversi tempi di risposta della falda in termini di altezza piezometrica. In proposito si osserva che le piogge intense sono immagazzinate rapidamente nell'acquifero, determinando un incremento di altezza piezometrica, e quindi di cadente piezometrica. Ciò comporta un rapido incremento della portata d'acqua circolante nell'acquifero e dunque della portata di efflusso a mare. Lo svuotamento della falda è, allora, rapido, e la zona di transizione subisce solo abbassamenti modesti, se non addirittura trascurabili. Viceversa, piogge meno intense ma di lunga durata, comportano, a parità di volume di ricarica, un lento incremento dei carichi piezometrici, tale da consentire alla zona di transizione di porsi in equilibrio con essi. La zona di transizione, in particolare, si abbassa, incrementando così la capacità di immagazzinamento dell'acquifero.

Per i pozzi prossimi alla costa le variazioni di salinità aventi parte nella zona di transizione possono essere influenzate significativamente anche dalle oscillazioni del livello mare. Queste ultime determinano, infatti, sia variazioni di quota del recapito finale della falda, sia variazioni di pressione

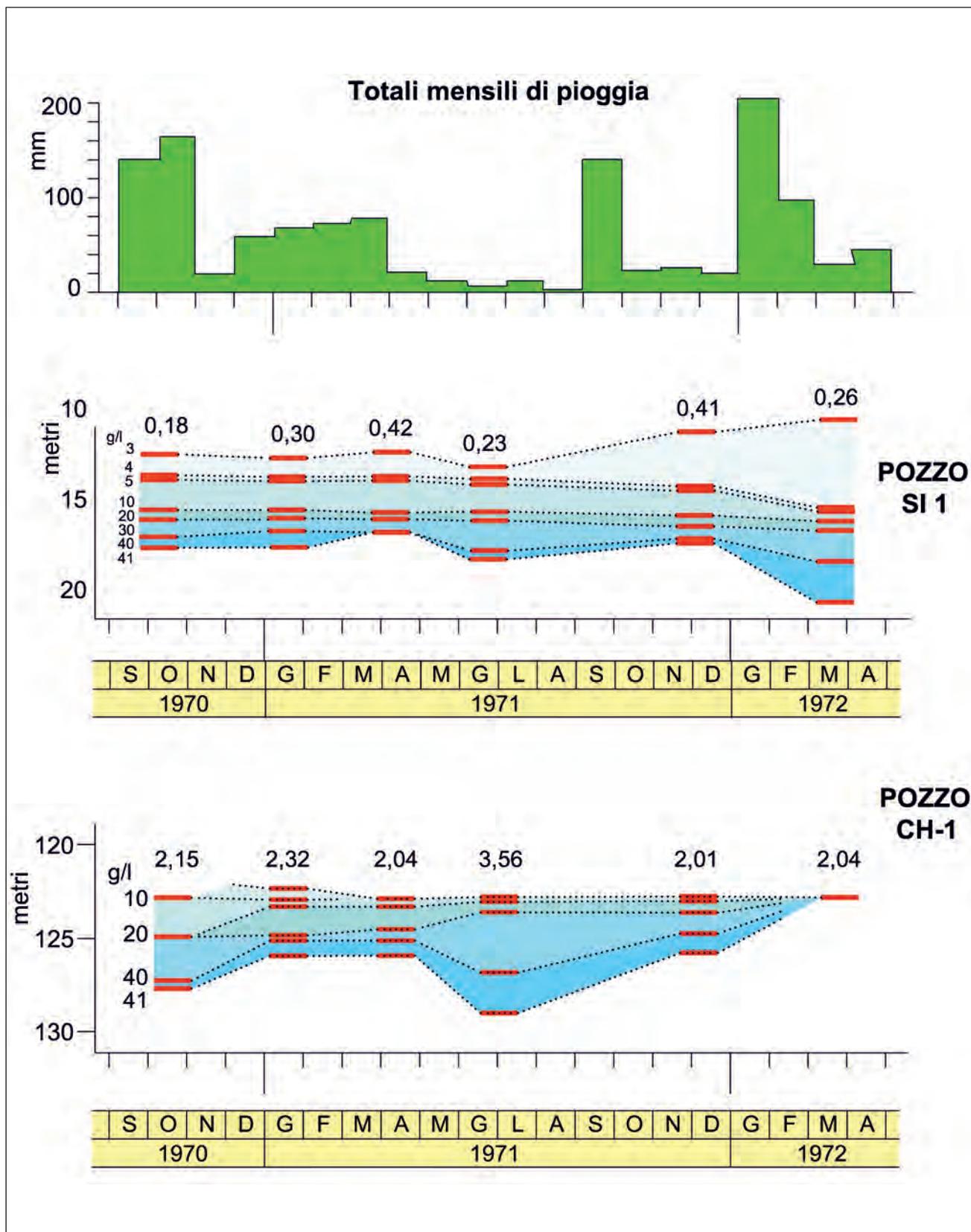


Fig. 2.35 - Andamento nel tempo della profondità dal livello piezometrico di alcune isoaline della zona di transizione per i pozzi SI 1 e CH-1 (ubicati in fig. 2.6) nel periodo Settembre 1970÷Aprile 1972 con indicazione del contenuto salino della falda di acqua dolce sopra la zona di transizione e dei totali mensili di pioggia (da COTECCHIA, 1977).

- Time changes of some isobalines of the transition zone, measured with respect to the groundwater level for wells SI 1 and CH-1 (see fig. 2.6 for location) during the period September 1970÷April 1972, with indication of the salt content of fresh groundwater above the transition zone, and of the total monthly rainfall (from COTECCHIA, 1977).

nell'acqua di mare intrusa nel continente, quest'ultima in continuità idraulica con il mare attuale. Si consideri, ad esempio, il confronto riportato in figura 2.36 tra i risultati di misure di salinità condotte a tre differenti profondità del pozzo SI1 e le variazioni di altezza piezometrica della falda, misurate nello stesso pozzo, e del livello del mare. Va sottolineato, innanzitutto, che l'andamento temporale della quota piezometrica è influenzato dalle oscillazioni del livello mare, le quali fanno sentire i loro effetti in ritardo e in modo smorzato, come si vedrà in seguito. In questa sede, invece, sarà utile notare come il letto della zona di transizione subisca oscillazioni quasi in contemporanea con quelle del mare, e come l'effetto delle maree sulla zona di

transizione si attenui verso l'alto, sino ad essere praticamente nullo, ad esempio nel caso del pozzo in esame, in corrispondenza del tetto della stessa.

I dati sin qui commentati evidenziano, inoltre, come le complesse leggi che regolano le variazioni di quota piezometrica della falda e la sua stratificazione salina, in funzione della ricarica e delle variazioni del livello mare, impongano di scegliere adeguati intervalli di misura, da valutare caso per caso, in relazione al contesto idrogeologico. Le variazioni di forma, posizione e spessore della zona di transizione sin qui evidenziate si riferiscono, in particolare, a fenomenologie agenti nel breve termine. Il confronto della stratificazione salina misurabile nei pozzi spia, eseguito con riferimento a vari

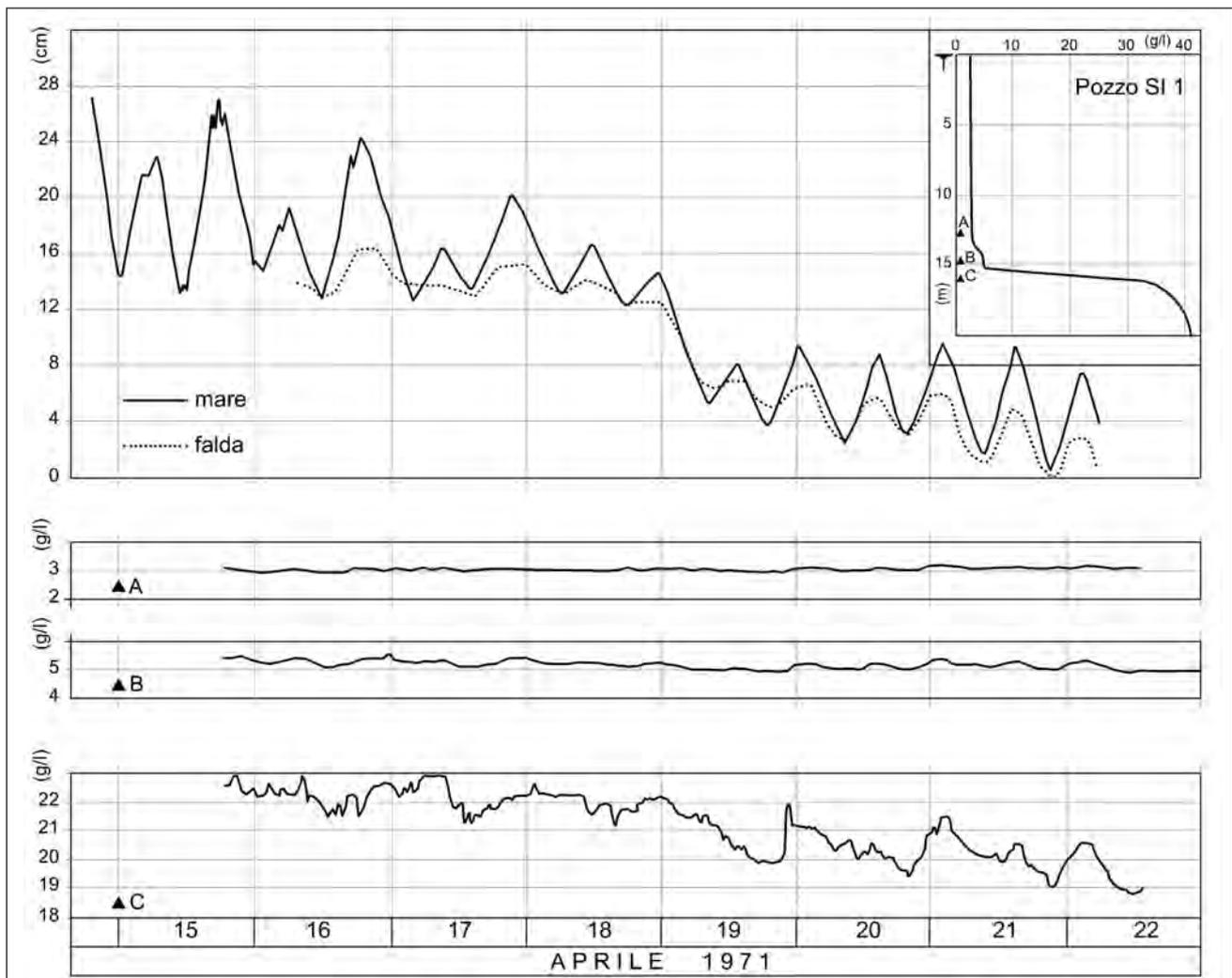


Fig. 2.36 - Andamento nel tempo del livello mare (Mare Ionio), della quota piezometrica della falda misurata nel pozzo SI 1 ubicato in figura 2.6 e della salinità misurata nello stesso pozzo a tre diverse profondità (da COTECCHIA, 1977).

- Time changes of the sea level (Ionian Sea), of the groundwater piezometric head measured in well SI 1 shown in figure 2.6, and of the salinity measured in the same well at three different depths (from COTECCHIA, 1977).

anni idrologici, può invece fornire utili indicazioni rispetto ad un eventuale sovrasfruttamento della risorsa idrica. Si considerino, ad esempio, i pozzi spia 237SR e 436SRSS ubicati in aree interne della Penisola Salentina (fig. 2.37) e per i quali si dispone di logs salinometrici e misure di altezza piezometrica a partire dagli inizi degli anni '70. Confrontando i risultati delle prime rilevazioni con quelli delle misure eseguite nella seconda metà degli anni '90, si osserva un netto sollevamento della zona di transizione per entrambi i pozzi. In particolare, a fronte di variazioni di quota piezometrica dell'ordine dei decimetri, si riscontra una riduzione dello spessore della lente di acqua dolce di circa 15 m per il pozzo 237EISS e 5 m per il pozzo 436SR, ossia dell'ordine del 10% dello spessore iniziale della falda. Sollevamenti di tale entità della zona di transizione sono attribuibili ad un sovrasfruttamento della risorsa idrica sotterranea (TULIPANO, 2005). I logs più recenti, eseguiti nel periodo 2004÷2007, hanno confermato questa tendenza evolutiva, la quale conferma un preoccupante fenomeno di sollevamento della zona di transizione anche per le zone più interne del Salento, rispetto al quale non è possibile azzardare previsioni su una sua possibile evoluzione, vista la mancanza di dati. È probabile, in ogni caso, che la nuova forma e la nuova posizione assunte dalla zona di transizione siano relative ad una condizione non certo stazionaria, ma in evoluzione (par. 18.4). Ciò sembra trovare conferma nel fatto che la riduzione di quota piezometrica registrata negli ultimi periodi di osservazione (fig. 2.37), è decisamente maggiore di quella teoricamente imputabile, nell'ipotesi di validità della relazione di Ghyben-Herzberg, al sollevamento misurato per la zona di transizione. Nel caso del pozzo 237EISS, è stata osservata una riduzione di quota piezometrica pari a circa 1÷1,5 m, cui dovrebbe essere associato, in ipotesi di validità della relazione di Ghyben – Herzberg, un sollevamento dell'interfaccia dell'ordine di 30÷50 m. Facendo coincidere l'interfaccia teorica con il tetto della zona di transizione, nel pozzo in questione questa si è invece sollevata di circa 15 m. Analogamente, per il pozzo 436SR, ad un sollevamento dell'interfaccia misurato di circa 5 m, dovrebbe corrispondere, in condizioni di equilibrio, un abbassamento piezometrico dell'ordine di

pochi centimetri, a fronte invece di un valore registrato dell'ordine dei decimetri. È plausibile, dunque, che per questi pozzi la zona di transizione subisca ulteriori sollevamenti, e ciò pur nell'eventualità che le altezze piezometriche si attestino sui valori registrati nel 2007. Nell'area salentina il sollevamento della zona di transizione assume un carattere drammatico in prossimità della sorgente Chidro (par. 4.5; par. 18.4), ove recenti indagini hanno consentito di evidenziare un sollevamento della zona di transizione dell'ordine di 70 m, associato ad un dimezzamento della portata sorgentizia.

Nei capitoli 13÷18 saranno commentati i risultati di altri logs salinometrici, variamente distribuiti nel territorio regionale, i quali confermano un graduale peggioramento delle caratteristiche qualitative delle acque di falda, imputabile ad un sollevamento e/o aumento di spessore della zona di transizione, ma anche ad un generale incremento di salinità della sovrastante falda di acqua dolce.

2.4. - SPOSTAMENTI GLACIO-EUSTATICI DELLE LINEE DI COSTA E RELATIVE CONSEGUENZE SULLA GEOMETRIA DELLA FALDA

Le variazioni plano-altimetriche delle linee di costa, dovute alle oscillazioni glacio-eustatiche del livello mare, sono uno dei fattori naturali in grado di incidere sulla disponibilità di risorse idriche sotterranee negli acquiferi. Tali variazioni fanno sentire i loro effetti in periodi lunghi, a volte di ampiezza geologica, ma possono anche agire in archi temporali inferiori, dell'ordine di alcuni secoli, provocando significative variazioni dei volumi disponibili degli acquiferi regionali.

Va subito notato che gli archi temporali entro cui si manifestano significative variazioni dei volumi di acqua di falda entro l'acquifero, per effetto degli spostamenti delle linee di costa, non sono paragonabili con quelli necessari per l'osservazione dei fenomeni conseguenti a regimi di emungimento non sostenibili. Nel secondo caso, infatti, le variazioni del volume di falda determinano incidenze significative già in periodi dell'ordine delle decine di anni, con conseguenze che verranno descritte nei capitoli 13÷18.

I fenomeni glacio-eustatici (COTECCHIA &

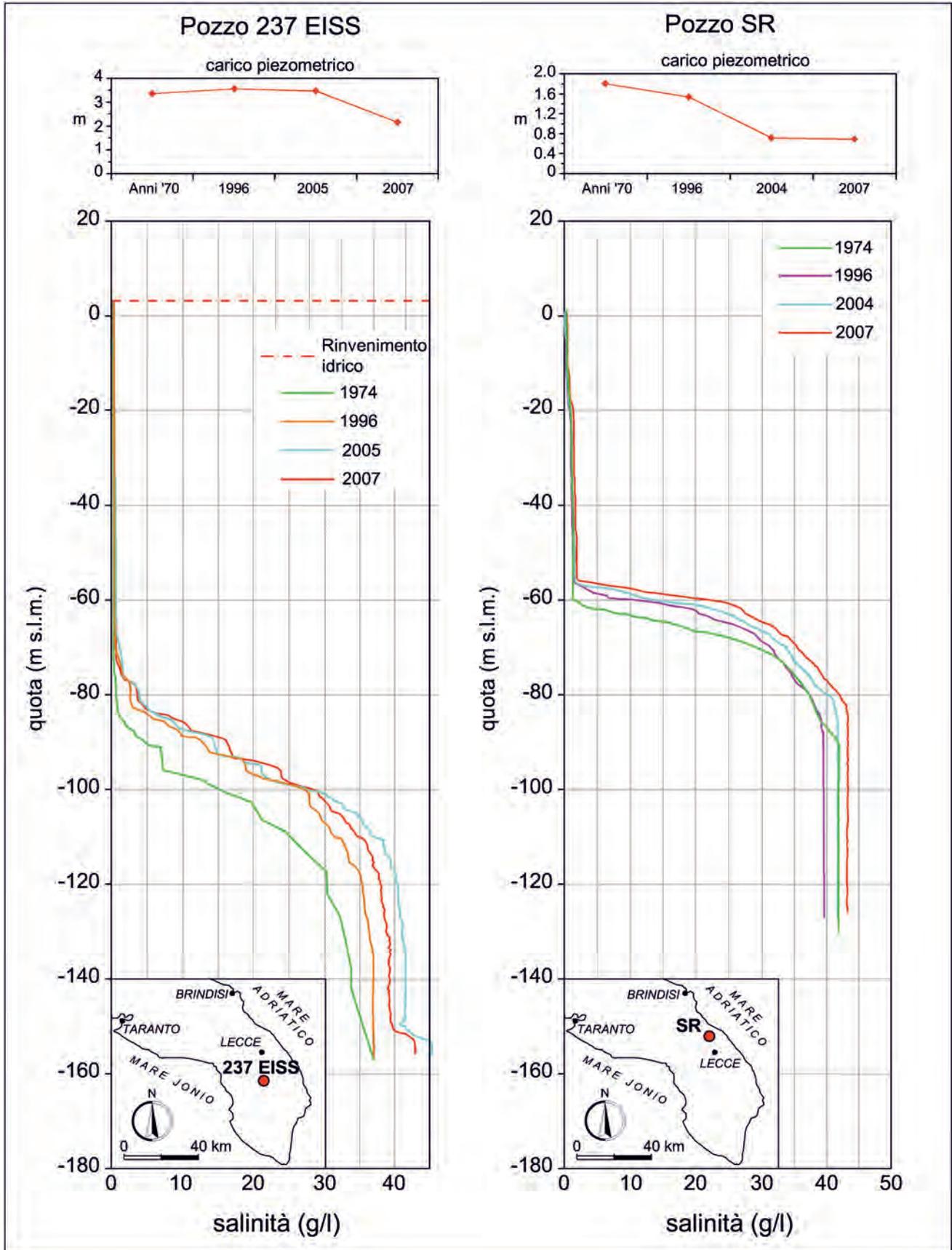


Fig. 2.37 - Profili di salinit  e quote piezometriche rilevati nei pozzi 237 EISS e SR a partire dagli anni '70 sino al 2007.
- Salinity profiles and piezometric heads observed in wells 237 EISS and SR from the 1970s until 2007.

MAGRI, 1967) condizionano direttamente la configurazione geometrica e il volume dei corpi idrici sotterranei, nonché la modalità e l'entità degli efflussi a mare delle acque di falda, in quanto determinano mutamenti nella posizione delle linee di costa. A tal riguardo, nella figura 2.38 è riportato un estratto della Carta Geomorfologica Italiana relativa all'ultimo periodo glaciale, ossia a 22.000 anni fa (VAI & CANTELLI, 2004), che indica la posizione assunta, all'epoca, dalla linea di costa, con particolare riguardo alla Puglia.

Durante l'ultima trasgressione post-glaciale il livello mare si è portato alla quota attuale attraverso un sollevamento di circa 100÷130 m (fig. 2.39; COTECCHIA *et alii*, 1969, 1971a, 1971b; SHACKLETON, 1987; SHACKLETON & OPDYKE, 1973; SILENZI *et alii*, 2004; ANTONIOLI & SILENZI, 2007), generando in tal modo un decremento del volume complessivo di acqua dolce sotterranea, causato congiuntamente da una riduzione delle terre emerse e dal sollevamento dell'acqua di mare intrusa nel continente (COTECCHIA, 1980, 1985). Con particolare riferimento alla Penisola Salentina (fig. 2.40), tale innalzamento ha ridotto, nel corso degli ultimi 22.000 anni, la distanza tra la costa del Mar Ionio e quella del Mare Adriatico, comportando dunque una riduzione di oltre un terzo del volume di acqua dolce immagazzinata nell'acquifero. Volendo provare con un esercizio numerico questa contrazione, supponiamo la ricarica netta insistente su tutte le terre emerse di circa 22.000 anni fa uguale a quella odierna, assunta orientativamente pari a $7,5 \times 10^{-9} \text{ m}^3/(\text{sm}^2)$ (par. 18.4), e consideriamo la distanza tra Mar Adriatico e Mar Ionio, sempre con riferimento a 22.000 anni fa, pari a circa 75 km, contro gli attuali circa 40 km. È evidente che in questa sede i valori numerici indicati, benché credibili, hanno unicamente carattere dimostrativo e sono pertanto affetti da approssimazione. Sotto tali ipotesi, considerando un coefficiente di permeabilità medio per la Penisola Salentina pari a $k = 0,5 \times 10^{-1} \text{ cm/s}$ (tav. 3 ft.), e utilizzando la relazione (par. 5.2; VAN DAM, 1999):

$$H \text{ [m]} = L \sqrt{\frac{\left[1 + \left(\frac{\rho_s - \rho_d}{\rho_d}\right)\right] f}{4k \left(\frac{\rho_s - \rho_d}{\rho_d}\right)}} \quad (2.26)$$

si ottiene uno spessore della lente di acqua dolce H risalente a 22.000 anni fa pari a 270 m, mentre quella attuale è pari a 150 m. Pertanto il volume interessato dalla circolazione idrica sotterranea era pari a circa 12,3 milioni di m^3/m , contro i circa 3,6 milioni di m^3/m attuali. Nell'ipotesi che la porosità media del mezzo non abbia subito variazioni nel tempo, si ottiene, quindi, una riduzione di volume della risorsa idrica sotterranea pari a circa 3,5 volte.

Secondo quanto indicato da COTECCHIA *et alii*, 1971a, il sollevamento del livello mare negli ultimi 5.000 anni è stato molto più modesto di quello avutosi all'inizio dell'ultima trasgressione post-glaciale, avvenuta, secondo gli autori, circa 14.000 anni fa (fig. 2.39b).

Estrapolando le precedenti considerazioni su intervalli temporali dell'ordine dei millenni, possiamo rimarcare l'incidenza del sollevamento del livello mare su opere ingegneristiche che giungono praticamente ad oggi. Le circostanze appena illustrate trovano, infatti, eccellente conferma anche in osservazioni condotte di recente su opere presenti lungo il litorale pugliese. Nello specifico, si pensi al caso della Cripta della Basilica di San Nicola in Bari (SCHETTINI, 1967; COTECCHIA, 2010), ove, sulla base di dati acquisiti negli anni '50, si sono potuti correlare i progressivi allagamenti della Cripta al sollevamento del livello mare avutosi negli ultimi 1.000 anni, con un gradiente di circa di 1,5 mm/anno.

La Basilica di San Nicola sorge nel centro storico della città di Bari (fig. 2.41), nell'ambito dell'area idrogeologica della Murgia. Nel corso dei secoli la Cripta della Basilica (fig. 2.42a) ha subito diversi episodi di allagamento, che hanno portato, in fasi successive, a lavori di sollevamento del pavimento (fig. 2.42b). Misurazioni idrometrografiche eseguite nell'anno 1956, evidenziarono un livello freatico posto a circa 54 cm sul l.m.m., superiore quindi al piano di calpestio della Cripta, realizzato nell'800. Ipotizzando un'altezza piezometrica della falda sul livello mare costante nei secoli, si deduce che un sollevamento del livello mare di 1,4÷1,5 mm/anno giustifica le infiltrazioni avvenute nella cripta prima dei lavori di impermeabilizzazione e di ripristino realizzati negli anni '50.

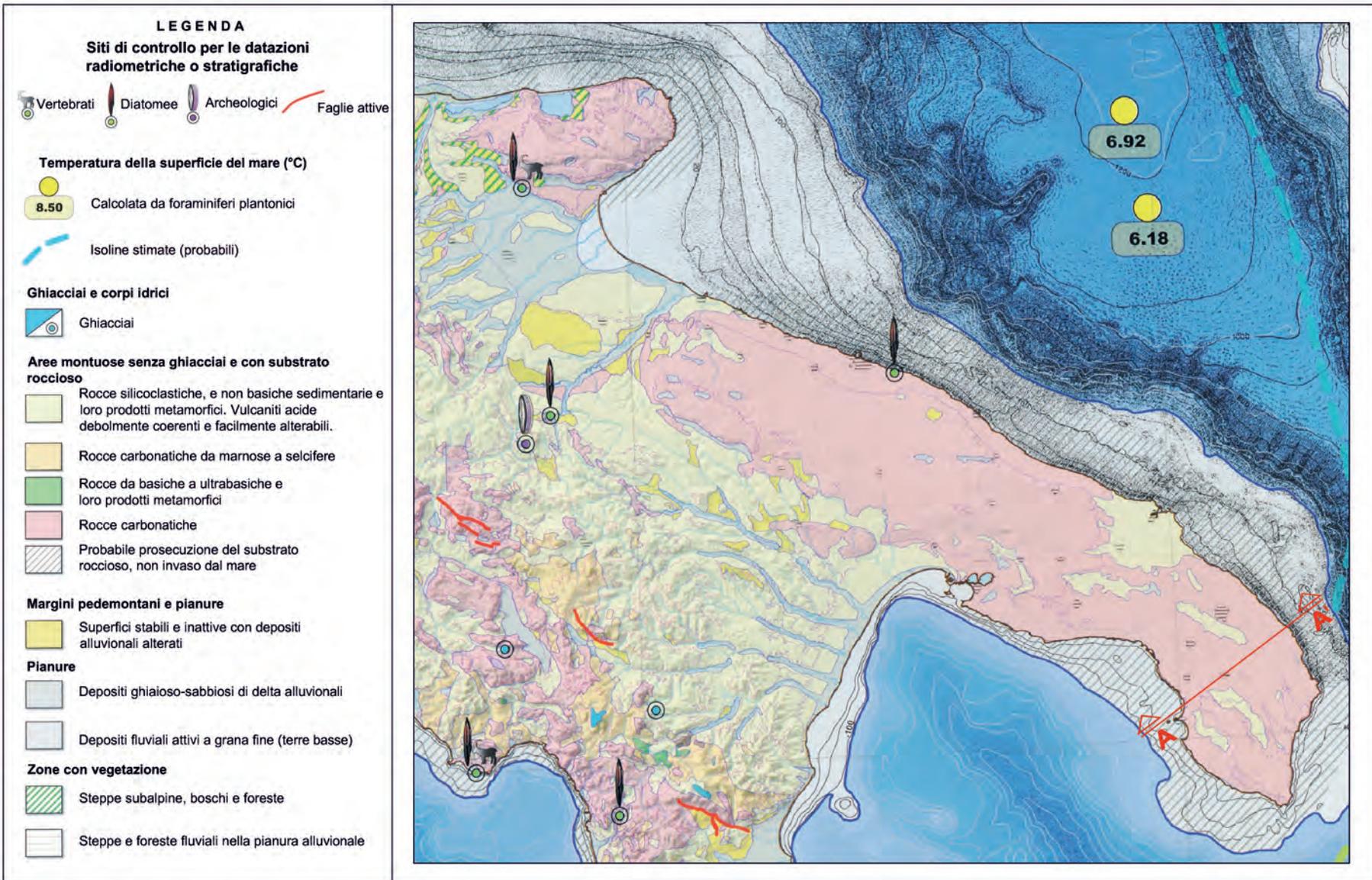


Fig. 2.38 - "Litho-paleoenvironmental maps of Italy during the last two climatic extremes" (22.000 anni fa) (da VAI & CANTELLI, 2004).
- "Litho-paleoenvironmental maps of Italy during the last two climatic extremes (22.000 years ago)" (from VAI & CANTELLI, 2004).

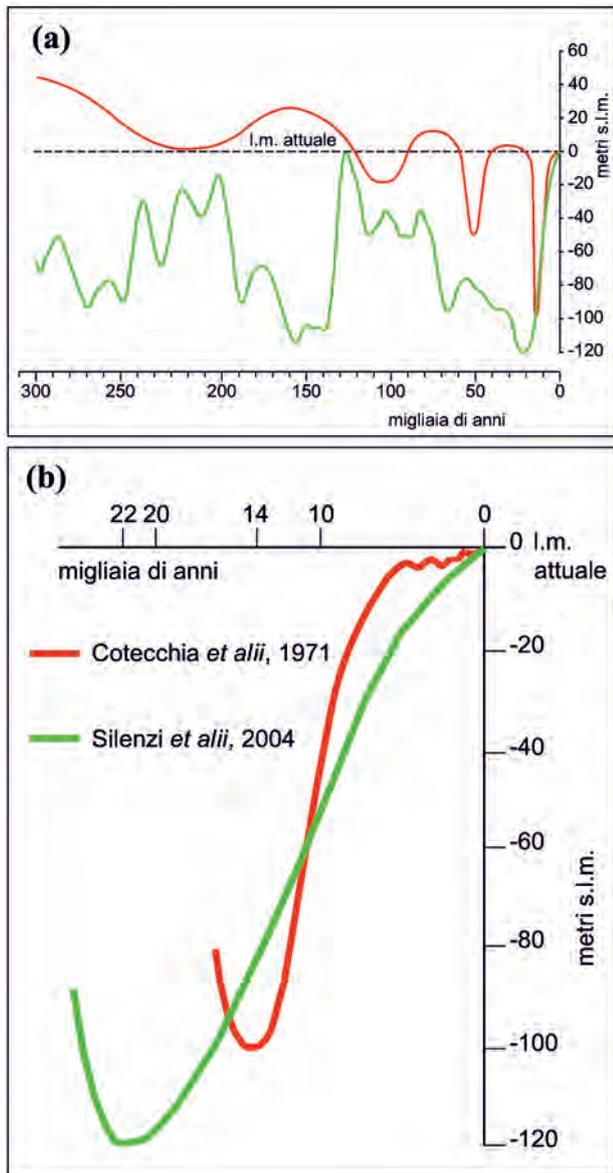


Fig. 2.39 - Variazioni del livello mare: a) durante gli ultimi 300.000 anni; b) particolare dell'ultima trasgressione post-glaciale.
 - Sea level changes: a) during the last 300,000 years; b) detail of the last post-glacial transgression.

Si ha notizia di prime infiltrazioni avvenute già nel XVI secolo, le quali portarono alla realizzazione di un nuovo calpestio nel 1546, quale sollevamento del primo pavimento in basole. Le figure 2.42b e 2.43 ricostruiscono gli accadimenti occorsi: nel 1546 il livello mare si sarebbe sollevato di 70 cm circa rispetto alla data attribuita all'edificazione della Cripta, producendone l'allagamento; la cripta ritornò pressappoco all'asciutto a seguito di un sollevamento del piano calpestio di circa 6 cm (fig. 2.42b). Quest'ultimo si dimostrò efficace per un pe-

riodo di appena 55 anni, durante il quale il livello mare si sarebbe sollevato di circa 8 cm, ossia con una velocità di $1,4 \div 1,5$ mm/anno. Nel 1599 si verificò un nuovo allegamento che portò ad un sollevamento di ulteriori 8 cm della pavimentazione. Nel 1800 venne realizzata l'ultima sopraelevazione del piano calpestio di complessivi circa 40 cm rispetto al primo, risalente al 1086 (fig. 2.42b), ma nel 1956 il pavimento continuava ad essere allagato. Pur non conoscendo con esattezza la data dell'ultimo allegamento, si osserva che tra il 1086 ed il 1956 si è prodotto un sollevamento del livello mare di circa 124 cm, corrispondente, quindi a $1,43$ mm/anno (fig. 2.39), il che giustifica appieno le condizioni di allagamento della cripta rilevate nel 1956, ove si osservò un livello di falda all'incirca di 8 cm al di sopra della pavimentazione del 1800. Oggi la Cripta è nuovamente fruibile grazie ad una serie di interventi di impermeabilizzazione dell'ammasso roccioso su cui essa è fondata, eseguiti negli anni '50, che hanno consentito di rimuovere i pavimenti posticci, realizzati nel tempo, e di portare a giorno l'originaria pavimentazione in basole (COTECCHIA, 2010).

2.5. - OSCILLAZIONI PIEZOMETRICHE E VARIAZIONI NEL TEMPO DELLA MORFOLOGIA DELLA SUPERFICIE PIEZOMETRICA

L'analisi della morfologia della superficie piezometrica e delle sue variazioni nel tempo riveste notevole importanza, poiché consente di ricavare importanti informazioni sulle caratteristiche idrologiche della falda e idrogeologiche dell'acquifero. In relazione alla distribuzione delle quote piezometriche, è possibile, infatti, individuare le aree di alimentazione della falda, oltre che ricavare indicazioni di massima sulla distribuzione spaziale del coefficiente di permeabilità e sulle direttrici fondamentali della circolazione idrica sotterranea. Le variazioni nel tempo dei carichi piezometrici, opportunamente interpretate, tenuto conto anche delle variazioni delle caratteristiche chimico-fisiche delle acque di falda, possono, inoltre, fornire utili informazioni sulla entità e modalità della ricarica dei corpi idrici sotterranei, e quindi su eventuali depauperamenti in atto.

La morfologia della superficie piezometrica è

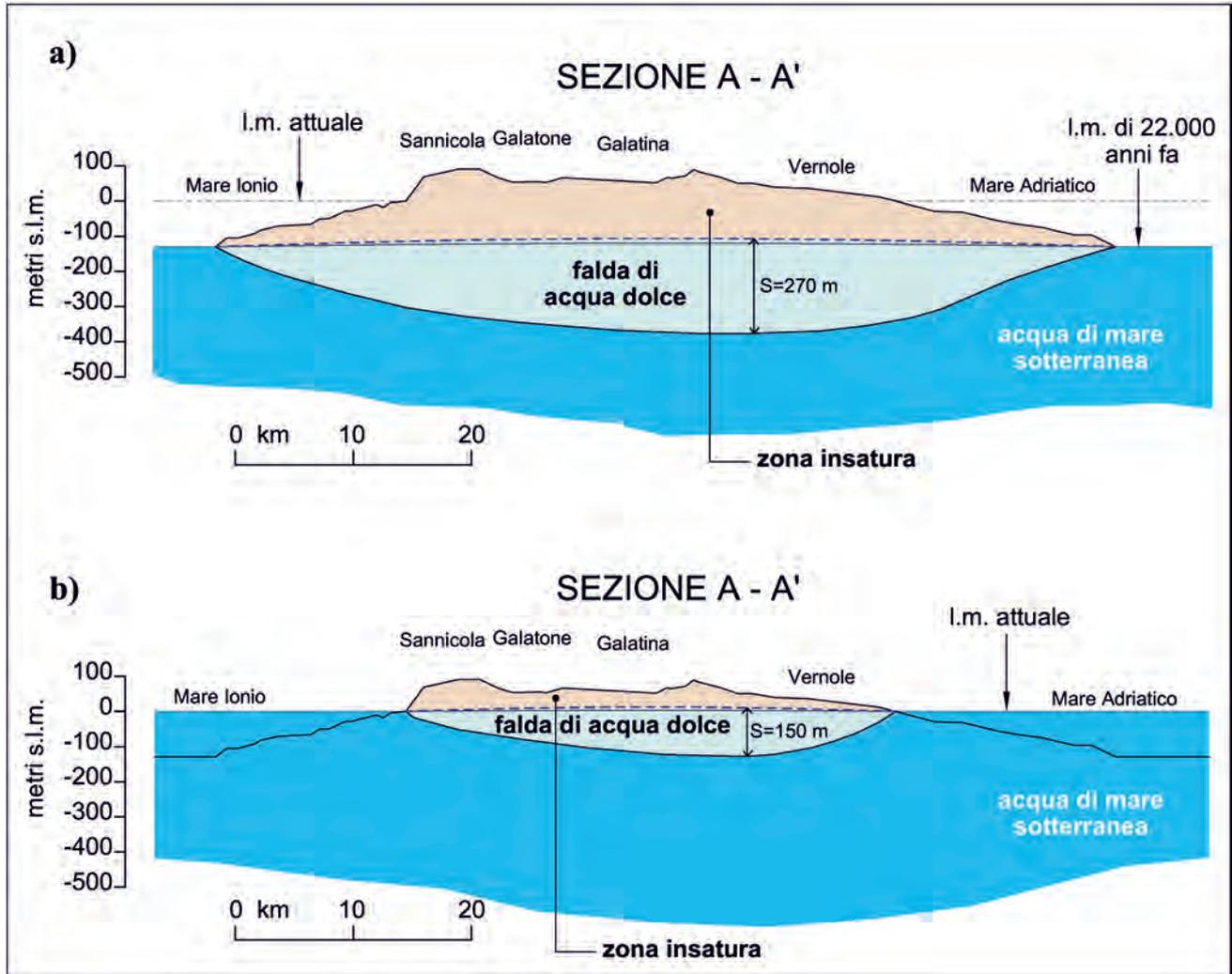


Fig. 2.40 - Schematizzazione della variazione della dimensione e geometria della falda profonda del Salento a seguito delle variazioni del livello mare prodottesi durante l'ultima trasgressione post-glaciale: a) sezione relativa a 22.000 anni fa; b) Sezione attuale (traccia della sezione indicata in figura 2.38).
 - Schematic representation of the change in dimension and geometry of the deep-aquifer groundwater of Salento owing to sea level variations occurred during the last post-glacial transgression: a) section referred to 22.000 years ago; b) current section (line of the section shown in figure 2.38).

fortemente influenzata dai fenomeni di intrusione marina in quanto, ad una variazione di quota del livello di base della falda, corrisponde una variazione delle quote piezometriche. Si deduce, pertanto, che lo studio e l'interpretazione delle variazioni piezometriche di una falda devono necessariamente tener conto di numerosi fattori, tra cui le caratteristiche idrogeologiche locali dell'acquifero, la distanza dalla costa, le quote piezometriche assolute, la distanza dalle aree di ricarica e le modalità che caratterizzano la stessa ricarica in ragione della natura e permeabilità dei terreni affioranti. Il comportamento dinamico della superficie piezometrica è, quindi, non omogeneo nel territorio regionale, ma varia a seconda dell'entità con cui

i vari fattori si combinano in ciascun acquifero regionale, o anche in porzioni di esso.

L'analisi di dettaglio della distribuzione delle quote piezometriche delle falde presenti nelle aree idrogeologiche regionali sarà condotta nei capitoli 13÷18. Nel presente paragrafo si illustrano invece le modalità con cui sono state ricostruite le linee isopieziche riportate nella Carta Idrogeologica (tav. 4 f.t.) per gli acquiferi mesozoici profondi e l'acquifero superficiale del Tavoliere, nonché alcune considerazioni di carattere generale sul comportamento della superficie piezometrica delle principali falde regionali. Introduciamo qui alcune definizioni riguardanti la distribuzione delle quote piezometriche di una falda.



Fig. 2.41 - Planimetria del centro storico di Bari in prossimità della Basilica di San Nicola del XIV secolo.

– Plan of the historic centre of Bari in the proximity of Basilica of San Nicola (XIV century).

2.5.1. - Definizioni

In un generico punto dell'acquifero si definisce altezza piezometrica h (o carico piezometrico o quota piezometrica) rispetto ad un predefinito piano di riferimento $z = 0$:

$$h \text{ [m]} = z + p/\rho g \quad (2.27)$$

dove z è l'altezza geometrica (o quota) rispetto al piano di riferimento $z = 0$, p è la pressione interstiziale dell'acqua, ρ è la densità dell'acqua e g è l'accelerazione di gravità.

Nel seguito, la quota piezometrica sarà spesso riferita assumendo $z=0$ al livello mare, per cui si riportano valori della quota piezometrica come h [m] s.l.m.

Il gradiente idraulico (o gradiente piezometrico o cadente piezometrica) lungo la linea di flusso, nell'ipotesi di moto laminare, è pari alla derivata, lungo la direzione s del flusso, del carico piezometrico:

$$i \text{ [-]} = \frac{\partial h}{\partial s} \quad (2.28)$$

Le superfici (linee in un moto piano) che uniscono i punti che presentano lo stesso valore di quota piezometrica sono definite superfici equipotenziali (o isopieziche), sempre ortogonali alle

linee di flusso se si ipotizza un mezzo permeabile e isotropo.

Nel caso di falde freatiche è utile definire la superficie libera quale superficie di falda (o pelo libero o *water table*), che è la superficie caratterizzata da pressione $p = 0$ ed altezza piezometrica $h = z$.

In generale la quota piezometrica è variabile con la profondità, per cui punti appartenenti ad una stessa verticale possono appartenere a diverse isopieziche.

Nella presente monografia, ove non diversamente specificato, si assumerà la quota del pelo libero raggiunta in un pozzo all'equilibrio, in assenza di pompaggio, pari alla quota piezometrica per tutti i punti disposti lungo la verticale nel pozzo. Allo stesso modo, nell'area di influenza di un pozzo in emungimento, si assumerà la quota piezometrica lungo la verticale costante e pari a quella del pelo libero intercettato dalla verticale (ipotesi di DUPUIT, 1863). Nell'adottare l'approccio alla Dupuit, le linee equipotenziali sono assunte verticali e il flusso è assunto caratterizzato dalla stessa cadente piezometrica in tutti i piani orizzontali. Infatti, la pendenza della superficie libera in tali ipotesi coincide con la cadente piezometrica lungo l'intera verticale. Al riscontro di forti variabilità di h lungo la verticale si abbandonerà tale ipotesi.

Nel seguito, con superficie piezometrica si farà riferimento ad una superficie di coordinate $(x;y)$ pari a quelle di punti di riferimento in profondità esplorati con la trivellazione di pozzi, e coordinata z pari alla quota piezometrica rilevata per lo stesso punto esplorato in profondità. Il valore di h sarà dato dalla quota del livello dell'acqua raggiunta nel pozzo nell'intercettare il punto profondo rilevato. Nel caso di falda freatica interpretata secondo l'ipotesi di Dupuit, la superficie piezometrica coincide con la superficie libera della falda. Nel caso di variabilità della quota piezometrica con la profondità, potranno esserci diverse superfici piezometriche per luoghi di punti di riferimento a diverse profondità.

Spesso le superfici piezometriche saranno tracciate con riferimento a piani orizzontali che attraversano l'acquifero. L'intersezione della superficie piezometrica con un piano verticale sarà definita linea piezometrica.

Nel caso di falde sovrapposte e in comunica-

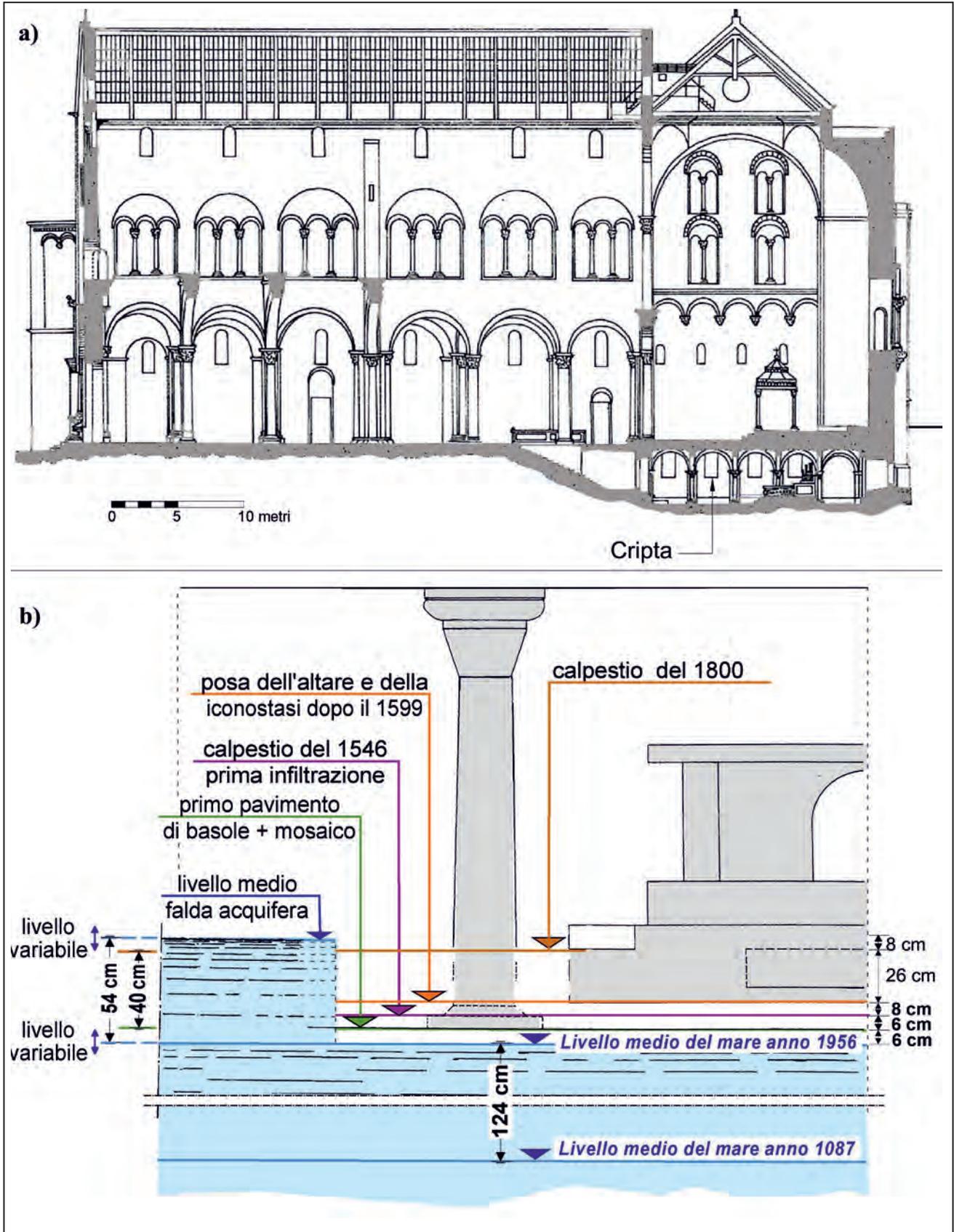


Fig. 2.42 - Basilica di San Nicola in Bari: a) sezione; b) variazioni del livello mare e del livello falda prodottesi dal 1087 ad oggi con indicazione delle conseguenti variazioni di quota apportate alla pavimentazione della cripta.

- Basilica of San Nicola in Bari: a) section; b) changes in sea level and groundwater level occurred from 1087 until now, with the corresponding changes in level to the floor of the crypt.

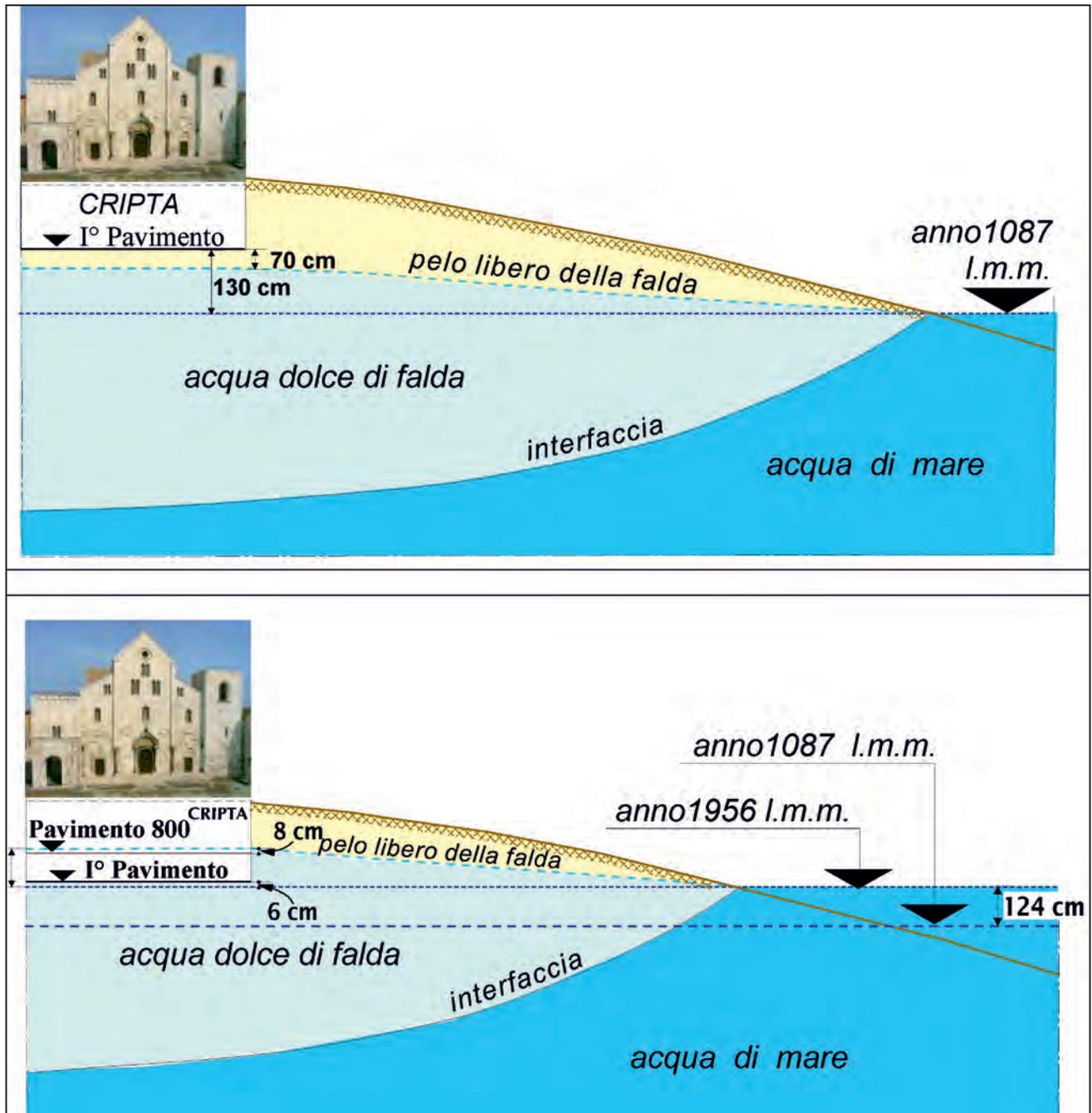


Fig. 2.43 - Sezioni idrogeologiche schematiche, di traccia indicata in figura 2.41, relative all'anno 1087 e 1956, con indicazione dei rapporti esistenti alle due date tra il livello mare, il livello falda e il pavimento della cripta della Basilica di San Nicola in Bari.

- Schematic hydro-geological sections, lines shown in figure 2.41, for the years 1087 and 1956, with indication of the relationships between sea level, groundwater level and the floor of the crypt of Basilica of San Nicola in Bari.

zione (es. Alta Murgia, par. 15.7), oppure di forte variabilità del carico piezometrico lungo la verticale, come spesso avviene in prossimità di importanti manifestazioni sorgentizie (es. Chidro) o nei casi in cui l'acquifero presenta notevole eterogeneità della permeabilità, sarà necessario abbandonare l'ipotesi di *Dupuit*, e di ciò si darà nota nel testo.

2.5.2. - Morfologia della superficie piezometrica della falda profonda

La Carta Idrogeologica di tavola 4 (f.t.), riporta la superficie piezometrica della falda contenuta negli acquiferi mesozoici, ricavata sulla base dei dati relativi a 1780 pozzi variamente distribuiti sul territorio

pugliese. Occorre osservare che i dati elaborati si riferiscono ad un lungo periodo storico (1950÷2010), dunque non rappresentativi di misurazioni coeve. Il suo tracciamento deve pertanto considerarsi di carattere unicamente orientativo, finalizzato cioè a cogliere i principali caratteri idrogeologici regionali.

La morfologia della superficie piezometrica nella Penisola Salentina è caratterizzata da modeste cadenti piezometriche, in genere contenute in qualche decimo per mille, a causa dell'elevata permeabilità dei calcari mesozoici presenti, che nelle zone interne raggiungono valori del coefficiente di permeabilità spesso maggiori di 1 cm/s (tavv. 3, 4 f.t.). Il che rende difficoltosa l'operazione di mappatura dei carichi piezometrici, data la notevole influenza esercitata su questi da errori topografici, commessi nella determinazione delle quote del piano campagna in corrispondenza dei punti di misura, oltre che da innumerevoli opere di captazione non censite che attingono alla falda, modificandone in modo sostanziale la distribuzione dei carichi piezometrici.

Nell'Area Idrogeologica del Salento sussistono, inoltre, forti incertezze riguardo alla definizione dello spartiacque sotterraneo che delimita la porzione di acquifero entro cui la falda idrica si dirige o verso il Mare Adriatico, o verso il Mar Ionio. In corrispondenza di tale spartiacque, ove la cadente piezometrica è nulla, la definizione della morfologia della superficie piezometrica richiederebbe, infatti, un elevato numero di misurazioni, condotte scrupolosamente lungo un breve arco di tempo, oltre che l'interruzione degli emungimenti, che alterano in modo significativo la distribuzione dei carichi piezometrici.

La morfologia della superficie piezometrica stilata per le zone costiere della Murgia presenta caratteristiche molto simili a quella salentina.

Nell'Alta Murgia, invece, tanto le altezze piezometriche quanto le cadenti piezometriche sono molto maggiori per via della progressiva riduzione del coefficiente di permeabilità dell'acquifero (tavv. 3, 4 f.t.). La cadente piezometrica, coerentemente con le variazioni di permeabilità riscontrate nell'area murgiana, passa da valori dell'ordine di alcuni decimi per mille, misurati presso costa, a valori dell'ordine di alcuni punti percentuali sull'Alta Murgia. Qui, in ogni caso, sono presenti notevoli incertezze nella in-

terpretazione dei dati disponibili e di ciò si darà ampia illustrazione nel paragrafo 15.7.

Procedendo in direzione del Salento, si individuano, attraverso la definizione di una serie di spartiacque sotterranei idrogeologici, le porzioni di acquifero che alimentano la Penisola Salentina e quelle che, sempre nell'ambito della Murgia, contengono le acque sotterranee che si riversano nel Mar Ionio e nel Mare Adriatico, in corrispondenza, rispettivamente, dell'Arco Ionico Tarantino e della Piana di Brindisi.

La ricostruzione dei carichi piezometrici eseguita nel Gargano, se da un lato descrive i tratti fondamentali dell'area, caratterizzata da una circolazione idrica pressoché radiale e riferibile alle aree di alimentazione disposte nelle porzioni centrali del promontorio, dall'altro è fortemente carente di dati, specie nelle porzioni centrali ed occidentali. In tale area, infatti, la morfologia della superficie piezometrica è in ogni caso fortemente condizionata dai caratteri geostutturali dell'acquifero.

2.5.3. - *Morfologia della superficie piezometrica della falda superficiale del Tavoliere*

La distribuzione dei carichi piezometrici riportata nella Carta Idrogeologica di tavola 4 (f.t.) per l'Area Idrogeologica del Tavoliere si riferisce alla falda superficiale, circolante nei depositi quaternari sovrastanti le argille plio-pleistoceniche. Per tale falda si sono potute tracciare diverse carte piezometriche, relative a diversi periodi storici. Nella Carta Idrogeologica sono rappresentate, in particolare, due superfici piezometriche, una relativa agli inizi degli anni '50 (COLACICCO, 1953), redatta sulla base dei dati di circa 190 pozzi, e una relativa al periodo 2007÷2010, redatta sulla base dei dati di 67 pozzi rinvenuti dal Progetto Tiziano. Il confronto tra le due carte piezometriche evidenzia il forte depauperamento idrico in atto, come verrà approfondito nel paragrafo 14.4.

2.5.4. - *Variazioni piezometriche della falda profonda dovute alla ricarica*

Per poter analizzare le oscillazioni piezometriche della falda profonda circolante nei calcari me-

sozoici dovute alla ricarica, è necessario distinguere tra aree costiere ed aree interne.

In prossimità della costa, infatti, sede delle porzioni di acquifero generalmente più permeabili (tav. 3 f.t.), le variazioni piezometriche determinate dalla ricarica sono di norma modeste. Nella Penisola Salentina si sono registrate, infatti, variazioni dell'ordine di alcuni decimetri, in relazione a diverse condizioni di ricarica (figg. 2.44, 2.45, 2.46), riferibili anche ad anni idrologici diversi. Viceversa, nelle porzioni più interne dell'Alta Murgia, caratterizzate da valori del coefficiente di permeabilità di gran lunga inferiori a quelli riscontrabili in prossimità della costa (tav. 3 f.t.), le variazioni piezometriche determinate da fenomeni di ricarica sono maggiori, variabili dal metro alla decina di metri (figg. 2.47, 2.48). In queste aree interne sono per altro assenti oscillazioni piezometriche legate a variazioni del livello mare.

Con riferimento ai pozzi ubicati nella Penisola Salentina (figg. 2.45, 2.46), è stato inoltre osservato il breve intervallo di tempo intercorrente tra gli eventi di pioggia e la risposta della falda in termini di incremento del carico piezometrico. Tale periodo di tempo è invece maggiore per i pozzi ubicati all'interno della Murgia (figg. 2.47, 2.48). A questo proposito, nel capitolo 22, verranno esaminati, anche sotto il profilo quantitativo, gli aspetti che giustificano una simile differenza di comportamento, mediante l'applicazione di modelli numerici del tipo *data-driven*.

2.5.5. - *Variazioni piezometriche della falda profonda dovute alle variazioni di pressione atmosferica e del livello mare*

Alcuni studi, condotti sulla base di alcune registrazioni idrometrografiche, sull'acquifero salentino e su alcune zone costiere della Murgia (MAGRI & TROISI, 1969; COTECCHIA 1974, 1977; COTECCHIA *et alii*, 2007b; COTECCHIA & SCURO, 2010), hanno individuato importanti relazioni tra variazioni dei livelli di falda, variazioni di pressione atmosferica e oscillazioni periodiche e aperiodiche del livello mare. In particolare, hanno consentito di verificare che, sino a distanze dell'ordine del km o al massimo di alcuni km dalla linea di costa, le variazioni dei carichi piezometrici misurati nei pozzi non pos-

sono trovare giustificazione solo in base all'entità delle precipitazioni meteoriche. Va infatti considerata anche l'influenza diretta ed indiretta della pressione atmosferica, nonché l'influenza delle oscillazioni del mare.

L'influenza diretta della pressione atmosferica è caratterizzata, pur con intensità diversa da punto a punto della falda, dalla contemporaneità delle oscillazioni freatiche misurate nei pozzi e delle variazioni di pressione atmosferica, indipendentemente dalla distanza dalla costa, le quali sono funzione delle caratteristiche idrogeologiche locali dell'acquifero. La correlazione può essere facilmente descritta prendendo in esame il comportamento della falda entro pozzi sufficientemente distanti dal mare, e dunque non influenzabili dalle oscillazioni mareografiche. Si consideri, ad esempio, l'andamento della pressione atmosferica e della quota piezometrica misurata nel pozzo CS nel periodo 21÷26 settembre 1968, riportati in figura 2.49. Si osserva chiaramente la stretta correlazione tra le due grandezze: a un incremento di pressione atmosferica corrisponde, infatti, istantaneamente, una riduzione del carico piezometrico e viceversa. Va inoltre notato il legame di diretta proporzionalità tra le variazioni di pressione atmosferica e le oscillazioni della quota piezometrica della falda. È possibile, quindi, definire per il pozzo in esame il parametro "efficienza barometrica", pari al rapporto tra differenza di carico piezometrico misurata e variazione di pressione atmosferica, rapportata alla densità dell'acqua (TODD, 1963).

L'influenza indiretta della pressione atmosferica sui livelli di falda è esercitata, invece, mediante il mare, che trasmette alla falda, oltre alle oscillazioni periodiche, anche le oscillazioni aperiodiche, prodotte essenzialmente da variazioni della pressione atmosferica. In figura 2.50 si riporta l'andamento della pressione atmosferica e quello del livello mare osservati nel periodo 13.12.2004 ÷ 31.01.2005 al mareografo di Bari. Si noti come ad un incremento della pressione atmosferica corrisponda un abbassamento del livello mare e viceversa.

In generale, la frequenza con cui avvengono le oscillazioni periodiche del mare è tale che, in ragione della permeabilità che normalmente caratte-

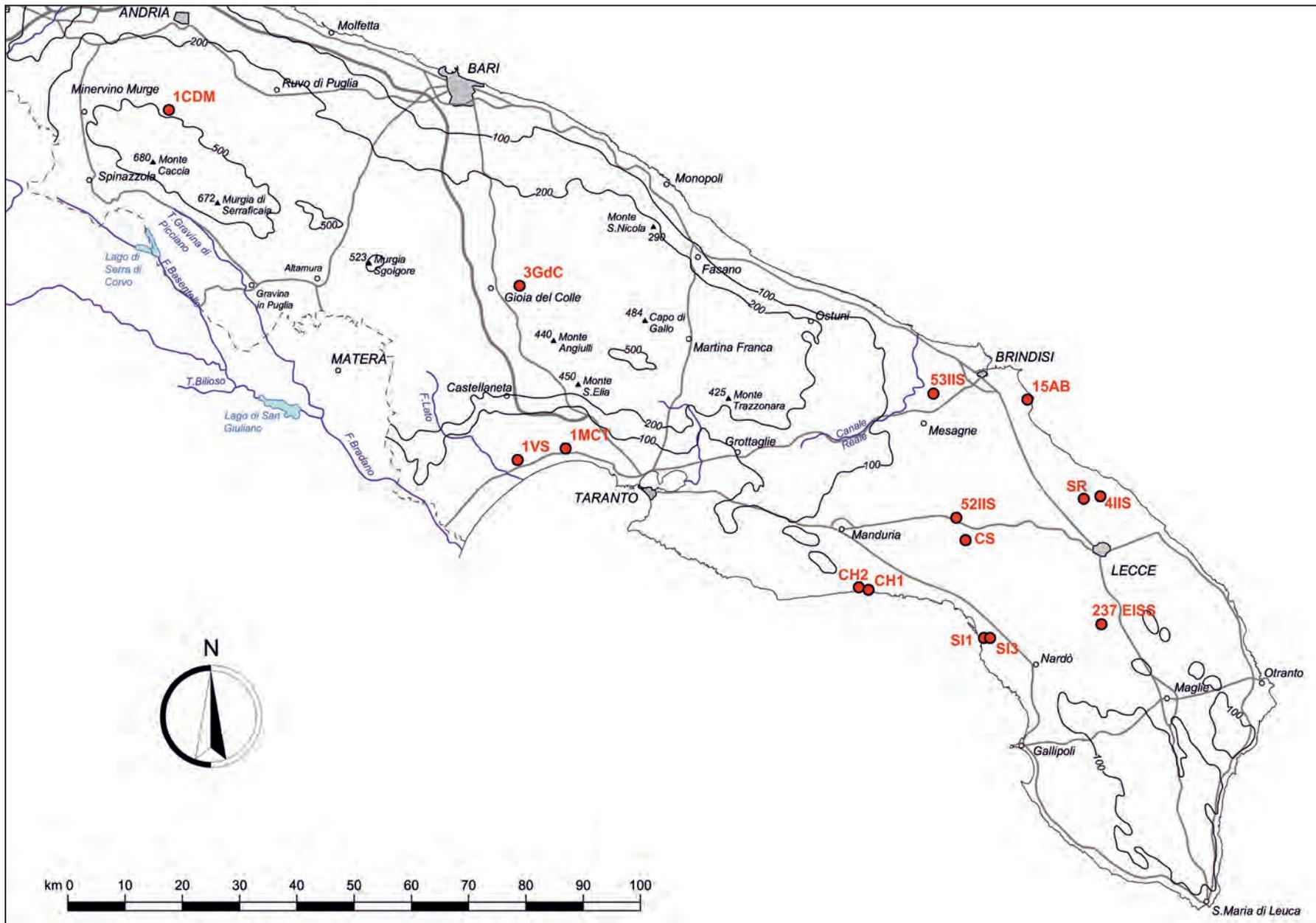


Fig. 2.44 - Planimetria della Murgia e del Salento con ubicazione dei pozzi 237EISS, 52IIS, 1CDM, 3GdC, CS, 53 II, 4II; 15AB, 1MCT, 1VS, SI1, SI3, CH1, CH2, SR.
 - Map of Murgia and Salento with location of wells 237EISS, 52IIS, 1CDM, 3GdC, CS, 53 II, 4II; 15AB, 1MCT, 1VS, SI1, SI3, CH1, CH2, SR.

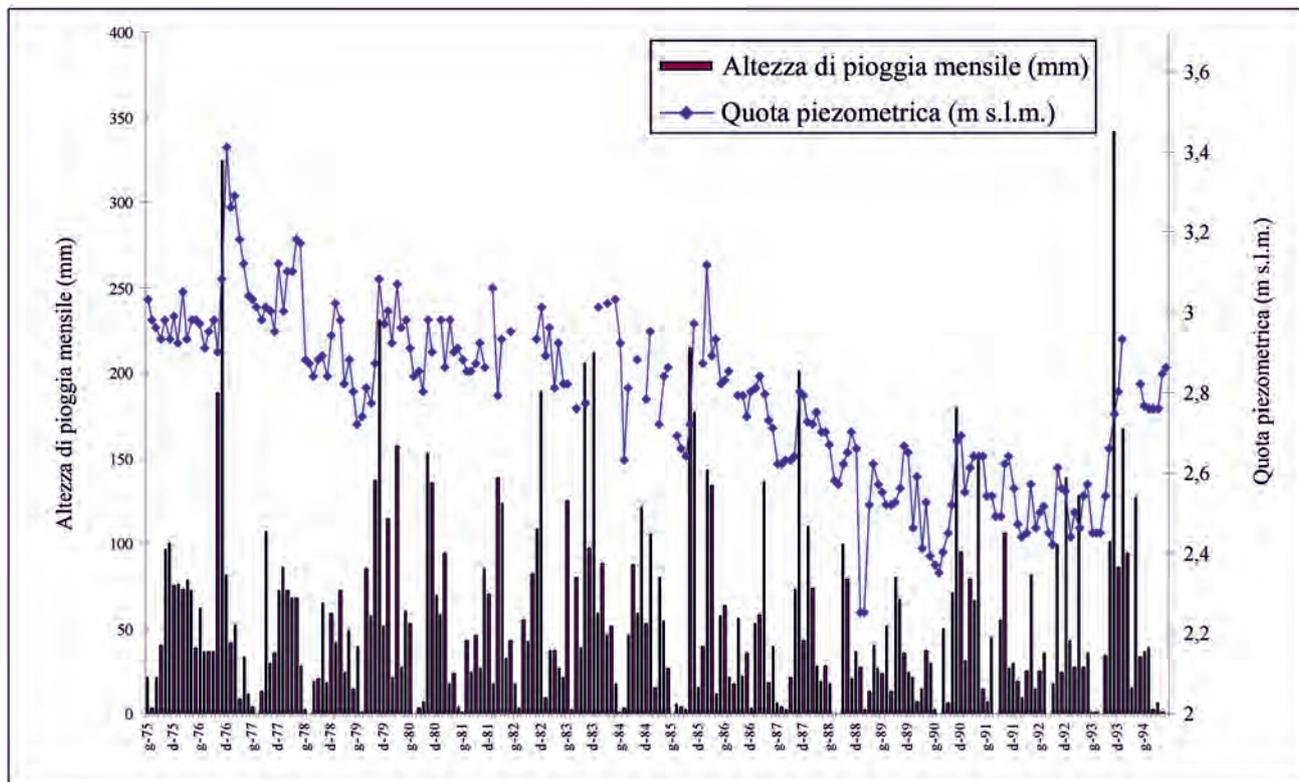


Fig. 2.45 - Altezze di pioggia mensili misurate al pluviometro di Galatina e quote piezometriche misurate nel pozzo 237 EISS ubicato in figura 2.44.
 - Monthly rainfall depths measured at the rain gauge of Galatina and piezometric heads measured in the well 237 EISS (location shown in figure 2.44).

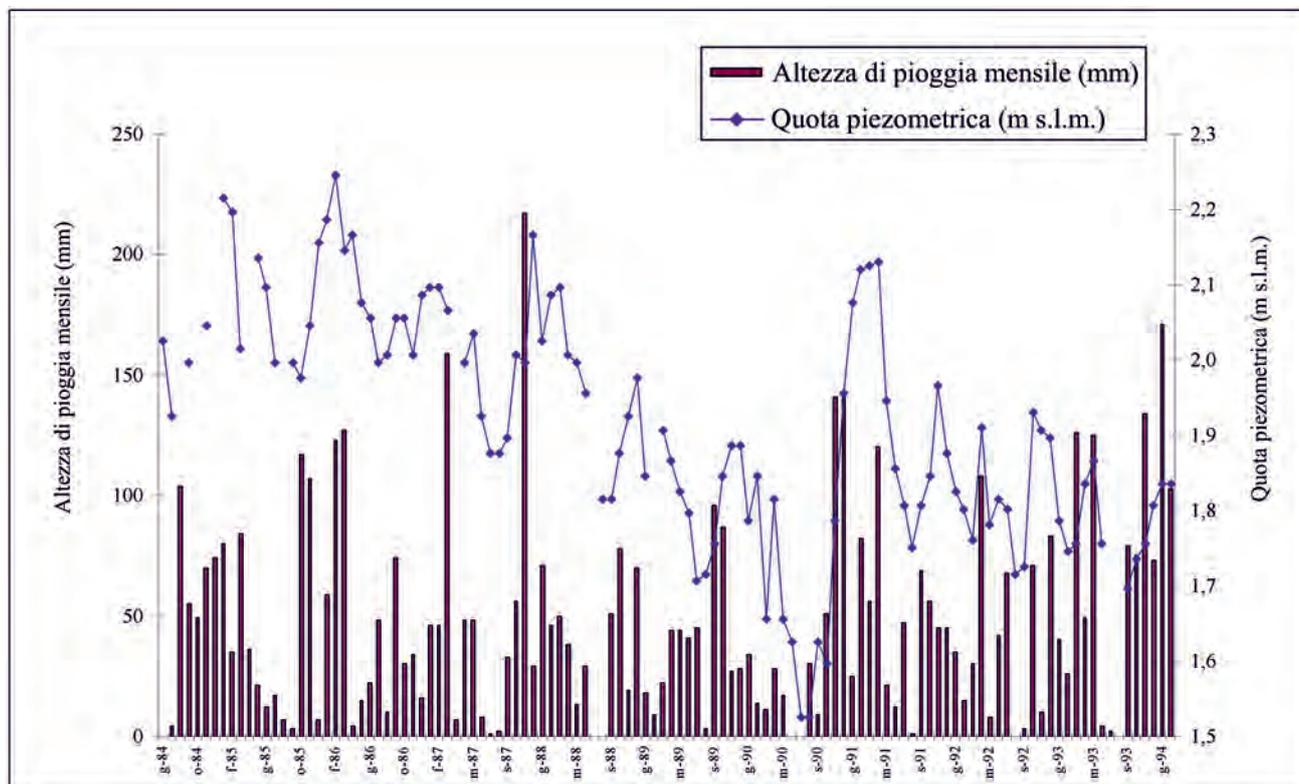


Fig. 2.46 - Altezze di pioggia mensili misurate al pluviometro di S. Pancrazio Salentino e quote piezometriche misurate nel pozzo 52 II S ubicato in figura 2.44.
 - Monthly rainfall depths measured at the rain gauge of S. Pancrazio Salentino and piezometric heads in the well 52 II S (location shown in figure 2.44).

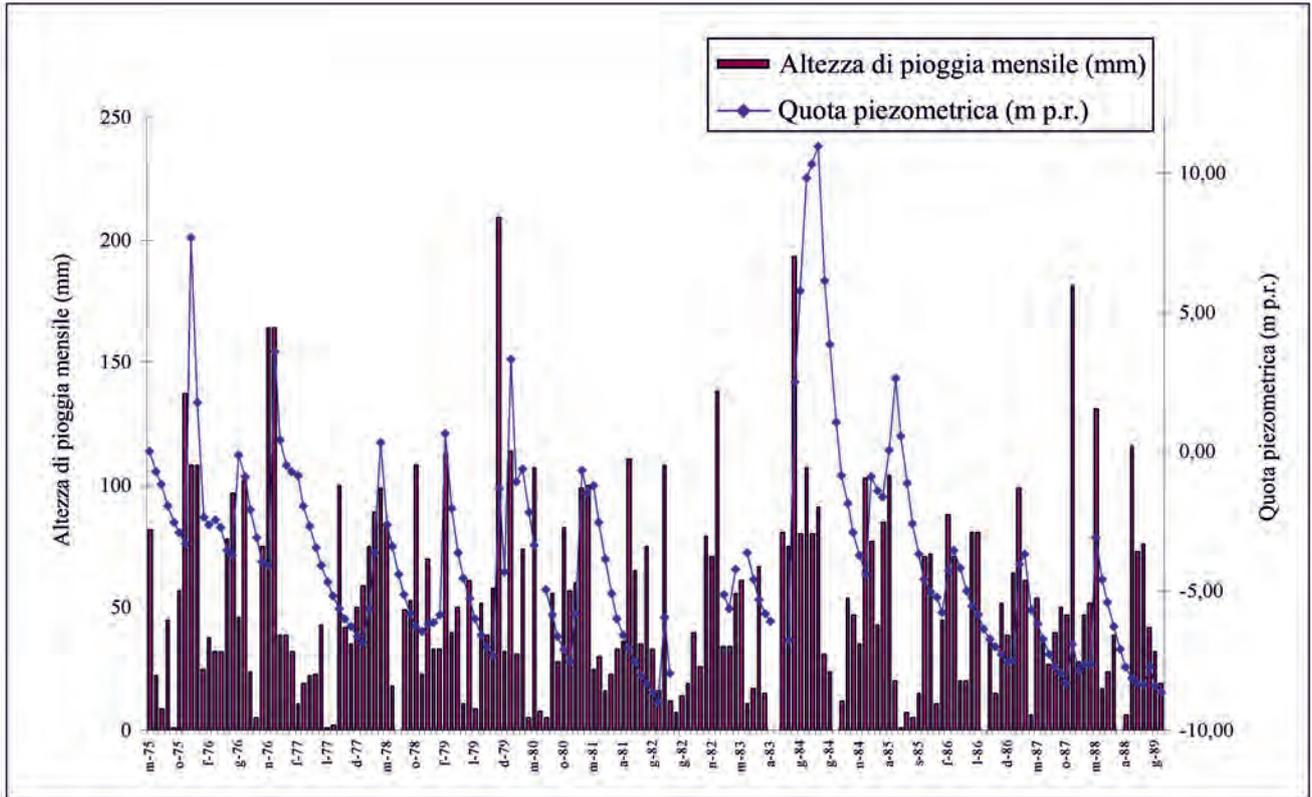


Fig. 2.47 - Altezze di pioggia mensili misurate al pluviometro di Castel del Monte ed escursioni piezometriche misurate nel pozzo 1 CDM ubicato in figura 2.44. La quota piezometrica della falda è stata misurata rispetto ad un piano di riferimento (p.r.) coincidente con il livello statico dall'inizio della serie (maggio 1975).
 - Monthly rainfall depths measured at the rain gauge of Castel del Monte and piezometric range measured in the well 1 CDM (location shown in figure 2.44). The piezometric head of groundwater was measured in relation to a datum plane (r.p.) coinciding with the static level from the beginning of the series (May 1975).

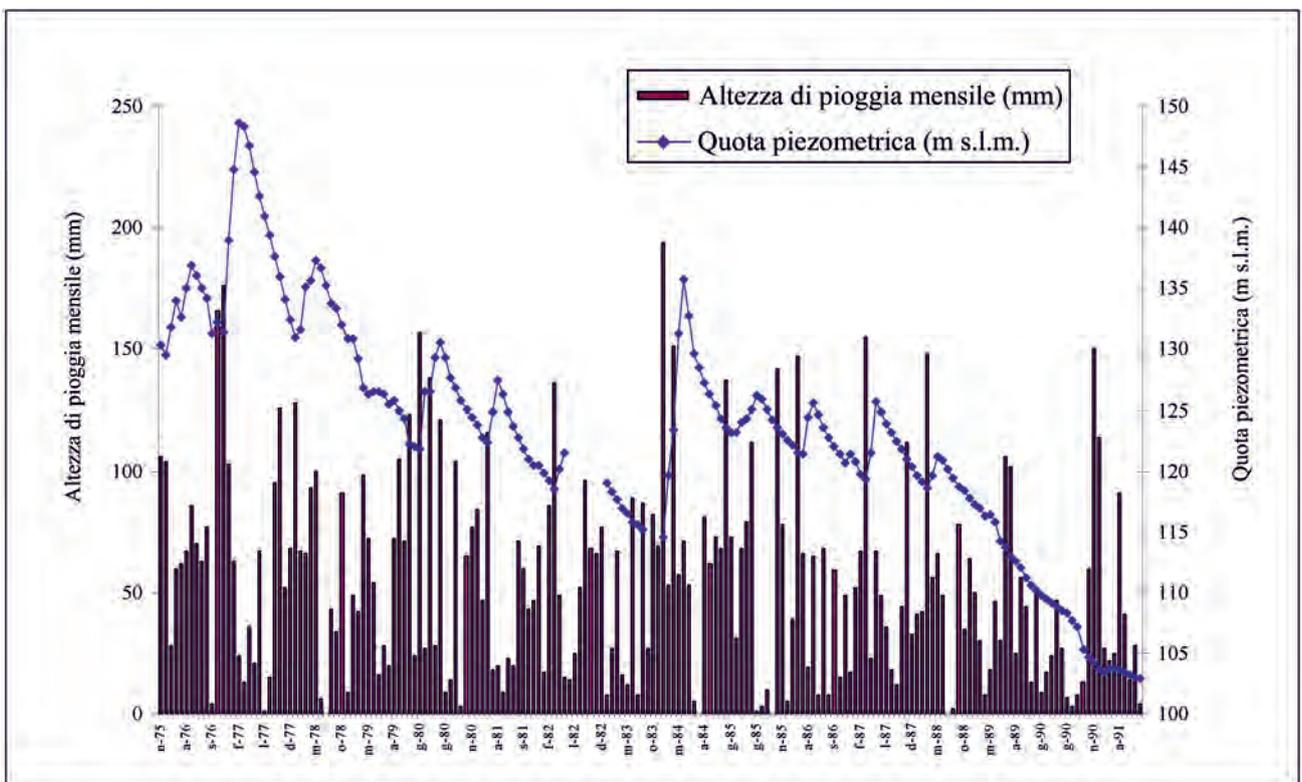


Fig. 2.48 - Altezze di pioggia mensili misurate al pluviometro di Gioia del Colle e quote piezometriche misurate nel pozzo 3 GdC ubicato in figura 2.44.
 - Monthly rainfall depths measured at the rain gauge of Gioia del Colle and piezometric heads measured in the well 3 GdC (location shown in figure 2.44).

rezza l'acquifero carbonatico nelle zone costiere, queste si risentano ad una distanza dalla costa massima dell'ordine dei 5 km (COTECCHIA, 1977). Nella città di Bari si è potuto, infatti, osservare che oscillazioni del livello del mare caratterizzate da una frequenza dell'ordine delle ore si trasmettono sicuramente, pur con forte smorzamento, anche a distanza di chilometri dalla costa (COTECCHIA & SCURO, 2010, par. 15.8). Le oscillazioni aperiodiche del mare presentano invece, in generale, una durata maggiore, e quindi una frequenza minore, rispetto a quelle periodiche, sicchè queste possono risentirsi a distanze ben maggiori. La figura 2.51, che riporta l'andamento nel tempo del livello del mare misurato al mareografo di Bari nell'anno 2005, sottolinea come il livello del mare abbia subito, nell'arco di un anno, sia oscillazioni di alta frequenza, riscontrabili ad esempio nel dettaglio in figura 2.50, sia oscillazioni di bassa frequenza, la cui maggiore durata comporta, a parità di altre condizioni, effetti sui livelli di falda a distanze notevoli dalla costa. È opportuno, a tal riguardo, ricordare l'anomalo elevato campo barico che insistette sul bacino del Mediterraneo nel periodo dicembre '88 ÷ marzo '89. Questo produsse un abbassamento del livello del Mare Ionio e dell'Adriatico di circa 50 cm, che comportò a sua volta un abbassamento dei livelli di falda sia nella Murgia, sia nel Salento, progressivamente propagatosi entro terra, in combinazione con la nota siccità avutasi in detto periodo (COTECCHIA, 1992).

In generale, l'influenza diretta ed indiretta della pressione atmosferica sui livelli di falda si sommano tra loro, rendendo difficoltosa l'analisi dei rispettivi effetti. Questa analisi, tuttavia, è possibile quando i pozzi oggetto di indagine si trovano ad adeguata distanza dalla linea di costa, tale che l'effetto mareografico sia assente o risenta con significativo ritardo. Si considerino, ad esempio, l'andamento nel tempo della pressione atmosferica, delle fluttuazioni aperiodiche del livello mare e del livello di falda rilevati nei pozzi 53IIS e 4IIS, distanti dalla linea di costa rispettivamente di 5,7 km e 8,0 km (fig. 2.44), riportati in figura 2.52. È possibile riconoscere la corrispondenza tra variazioni di pressione atmosferica e oscillazioni di falda, aventi parte, nei due pozzi, con differente efficienza barometrica. Diversamente, per i pozzi di figura 2.53, ubicati nella città di Bari a distanze dalla costa inferiori al km, è evidente la stretta corrispondenza tra le oscillazioni del livello del mare e quelle piezometriche, tale da non poter distinguere l'eventuale influenza diretta della pressione atmosferica.

Lo studio della propagazione delle onde di maree sui livelli di falda consente di determinare, in linea teorica, l'oscillazione della quota piezometrica della falda che si produce in un generico punto, disposto ad una data distanza dalla costa, dovuta alle variazioni del livello mare (MAGRI & TROISI, 1969; COTECCHIA, 1977; COTECCHIA & SCURO, 2010).

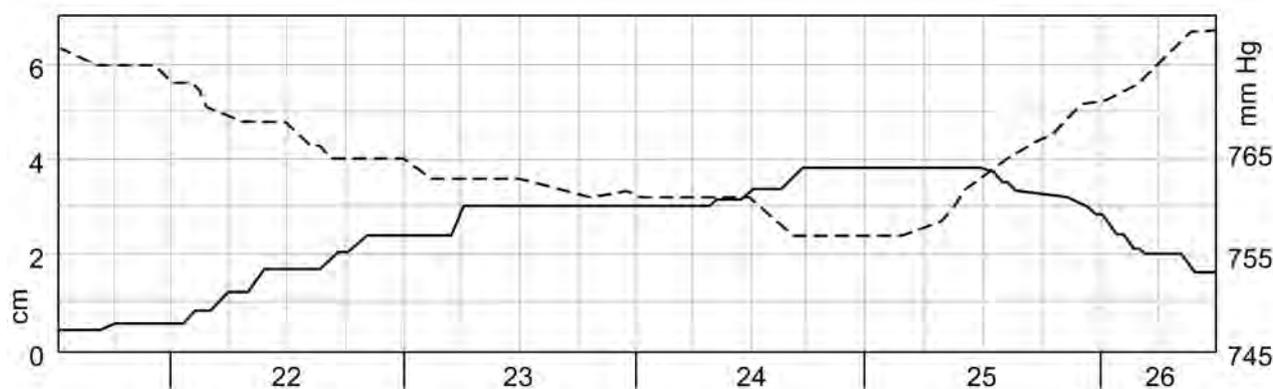


Fig. 2.49 - Andamento della pressione atmosferica (linea tratteggiata) e della quota piezometrica della falda idrica profonda (linea continua) misurate nel pozzo CS in agro di Salice Salentino (ubicato in figura 2.44) nel periodo 21÷26 Settembre 1968 (da COTECCHIA, 1977).

– Atmospheric pressure (dashed line) and piezometric head of deep groundwater (solid line) measured in the well CS in Salice Salentino area (see figure 2.44) in the period 21÷26 September 1968 (from COTECCHIA, 1977).

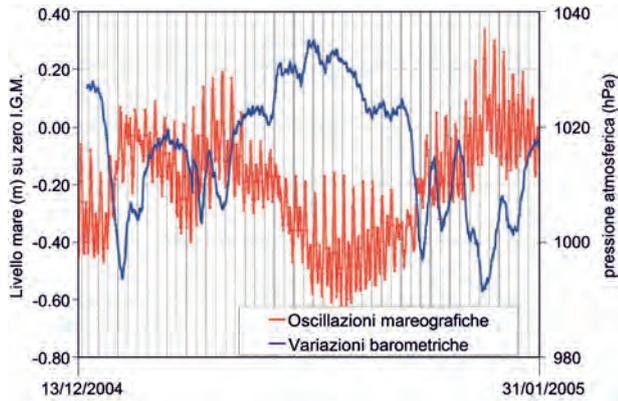


Fig. 2.50 - Andamento della pressione atmosferica e del livello del mare misurate al mareografo di Bari.

– Atmospheric pressure and sea level trends, measured at the Bari tide gauge.

In figura 2.54a, ad esempio, è riportato l'andamento del livello mare effettivo, misurato nel bimestre novembre, dicembre 1966, e quello del livello mare attenuato, ossia l'effetto dell'oscillazione del livello mare nel pozzo considerato. Analogamente, in figura 2.54b si riportano l'andamento della pressione atmosferica effettiva e quella attenuata in ragione dell'efficienza barometrica: l'effetto determinato dalle variazioni di pressione atmosferica sulle maree è desumibile dal confronto tra le figure 2.54a e 2.54b. In figura 2.54c si riportano, poi, l'andamento della quota piezometrica della falda registrato nel pozzo 15AB nello stesso periodo e quello

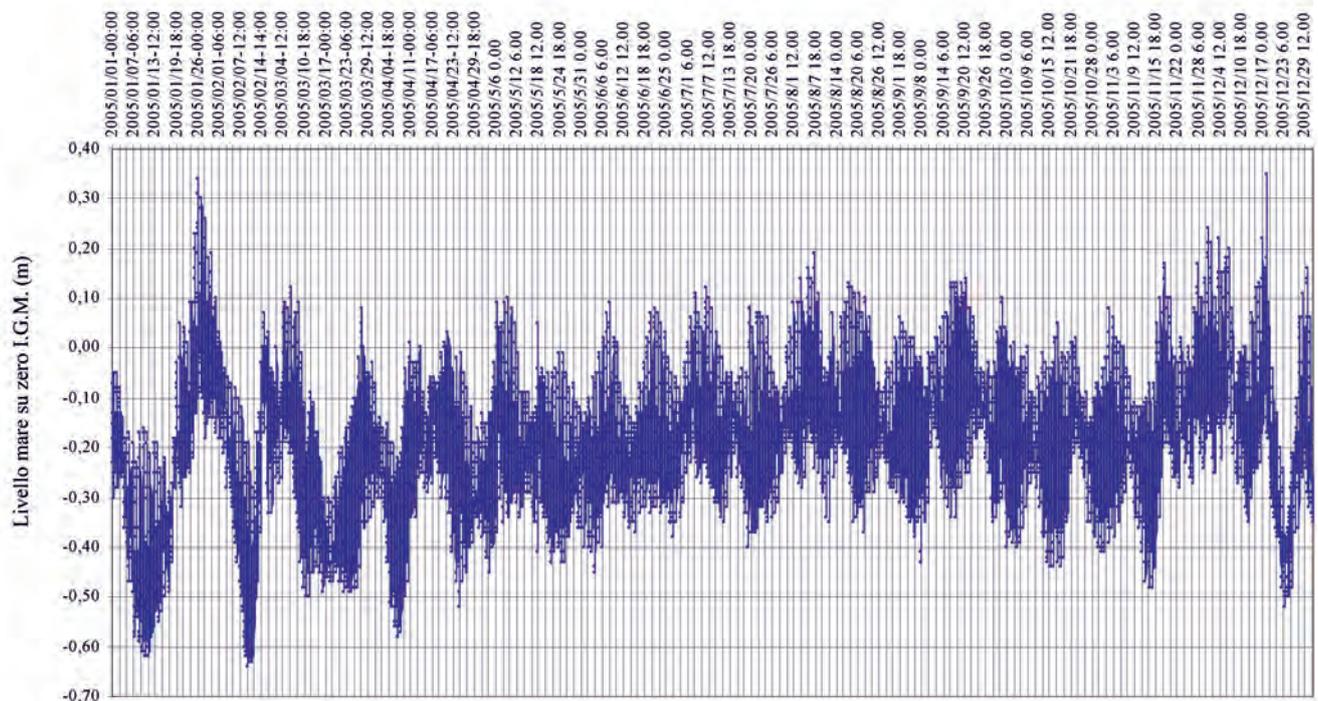


Fig. 2.51 – Andamento del livello mare al mareografo di Bari durante l'anno 2005.

– Sea level trend at the Bari tide gauge during 2005.

Per un generico punto di un acquifero omogeneo ed isotropo, distante x dalla linea di costa, è possibile calcolare le oscillazioni del livello di falda $b(x,t)$ dovute alle oscillazioni del livello mare $b(0,t)$, noto il parametro attenuazione A dell'acquifero (MAGRI & TROISI, 1969; COTECCHIA, 1977; COTECCHIA & SCURO, 2010). Disponendo di letture idrometrografiche eseguite in corrispondenza di un pozzo è possibile, dunque, sottrarre al livello di falda misurato, le oscillazioni di falda $b(x,t)$ e calcolare il livello di falda “non influenzato” dal mare.

attenuato con l'effetto del mare nell'analogo periodo. Come può osservarsi, nel caso in esame non è sufficiente sottrarre alla quota piezometrica della falda l'effetto delle maree, in quanto permangono oscillazioni piezometriche residue non giustificabili in possibili variazioni delle condizioni di ricarica. In figura 2.54d, sono rappresentati gli scarti tra le due curve di figura 2.54c, sovrapposti alla curva ridotta della pressione atmosferica: si osserva la forte corrispondenza tra le oscillazioni residue della falda e le variazioni di pressione atmosferica. Infine, nella

figura 2.54e è riportato l'andamento della quota piezometrica della falda ottenuto eliminando sia l'effetto dovuto alle maree, sia quello dovuto alle variazioni di pressione atmosferica. Il grafico finale evidenzia un progressivo aumento dell'altezza piezometrica nel bimestre novembre ÷ dicembre, in accordo con le condizioni di ricarica, effetto non

immediatamente desumibile dalla semplice analisi dell'idrometrogramma iniziale (fig. 2.54c).

Applicando il procedimento ora esposto è possibile, inoltre, rilevare andamenti analoghi della quota piezometrica della falda rilevata da diversi pozzi, non riconoscibili dalla semplice comparazione degli idrometrogrammi registrati, e ciò in quanto questi pozzi risentono in modo differente degli effetti delle oscillazioni del livello mare e della pressione atmosferica, in ragione della distanza dalla costa e delle locali condizioni idrogeologiche. A tale riguardo, si considerino, ad esempio, gli andamenti del carico piezometrico rilevati nell'anno 1966 nei pozzi 1 MCT ed 1 VS (fig. 2.44) riportati in figura 2.55. Il raffronto tra le oscillazioni della quota piezometrica della falda non influenzata rilevate nei due pozzi evidenzia un comportamento simile nel bimestre marzo ÷ aprile, non rilevabile, invece, dall'analisi dei carichi piezometrici misurati, e ciò a causa dell'influenza del livello mare, che ha agito in modo differente sui due pozzi in ragione della sensibile differenza di distanza dalla costa.

Da quanto illustrato si evince, in conclusione, la necessità di rielaborare opportunamente i valori

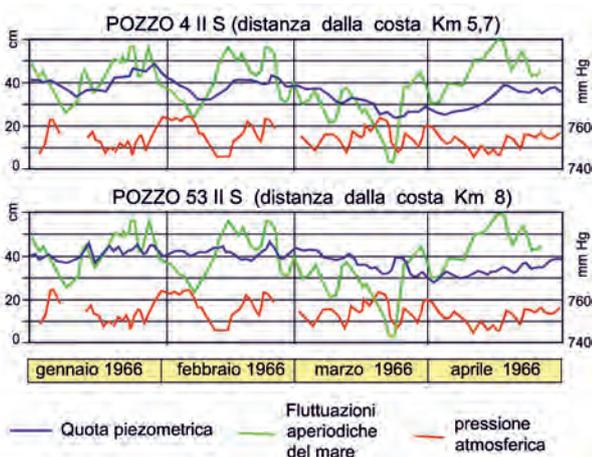


Fig. 2.52 - Andamento della pressione atmosferica, del livello del mare e della quota piezometrica nel pozzo 4 II S in agro di Lecce e 53 II S in agro di Brindisi (ubicati in figura 2.44).

- Atmospheric pressure, sea level and piezometric head in the wells 4 II S in the Lecce area and 53 II S in the territory of Brindisi (for location see figure 2.44).

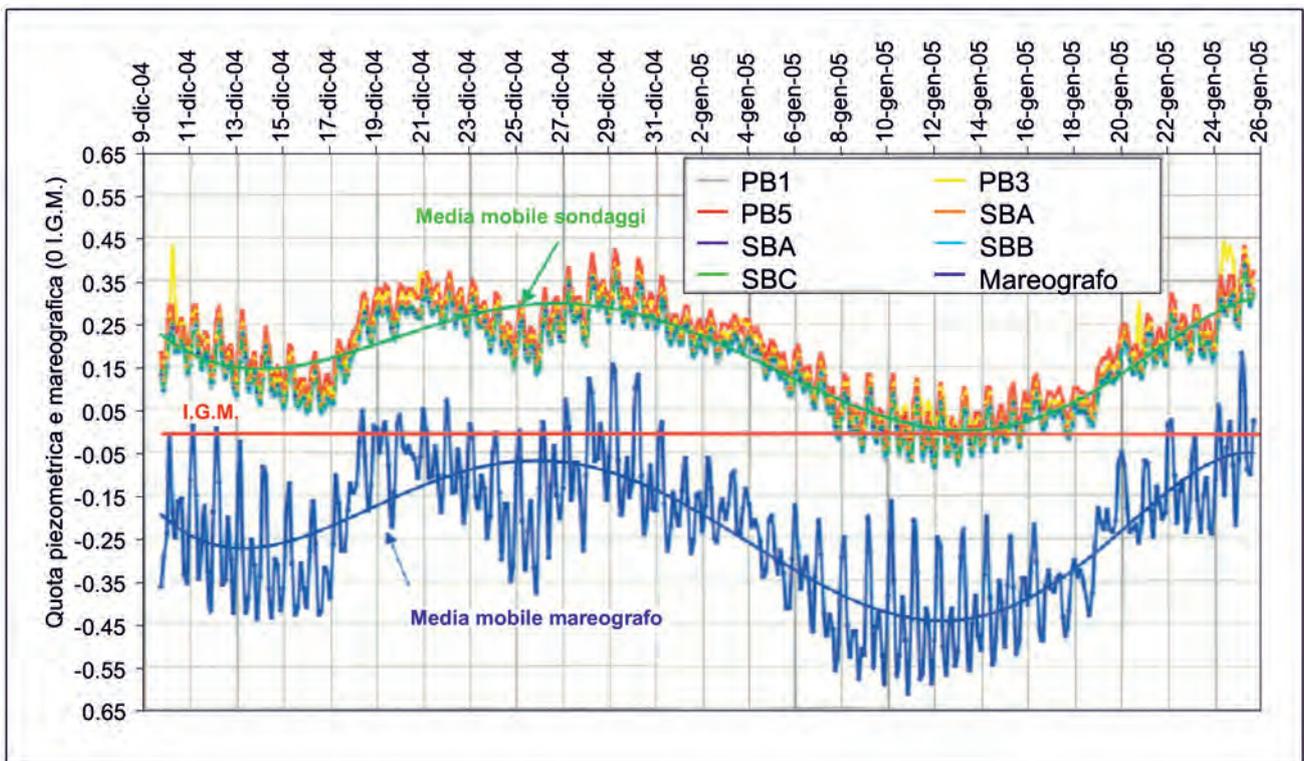


Fig. 2.53 - Andamento della pressione atmosferica, del livello mare e del livello piezometrico in alcuni pozzi ubicati nella città di Bari a circa 700 m dalla costa.
- Atmospheric pressure, sea level and piezometric level in some wells located in Bari, about 700 m from the coast.

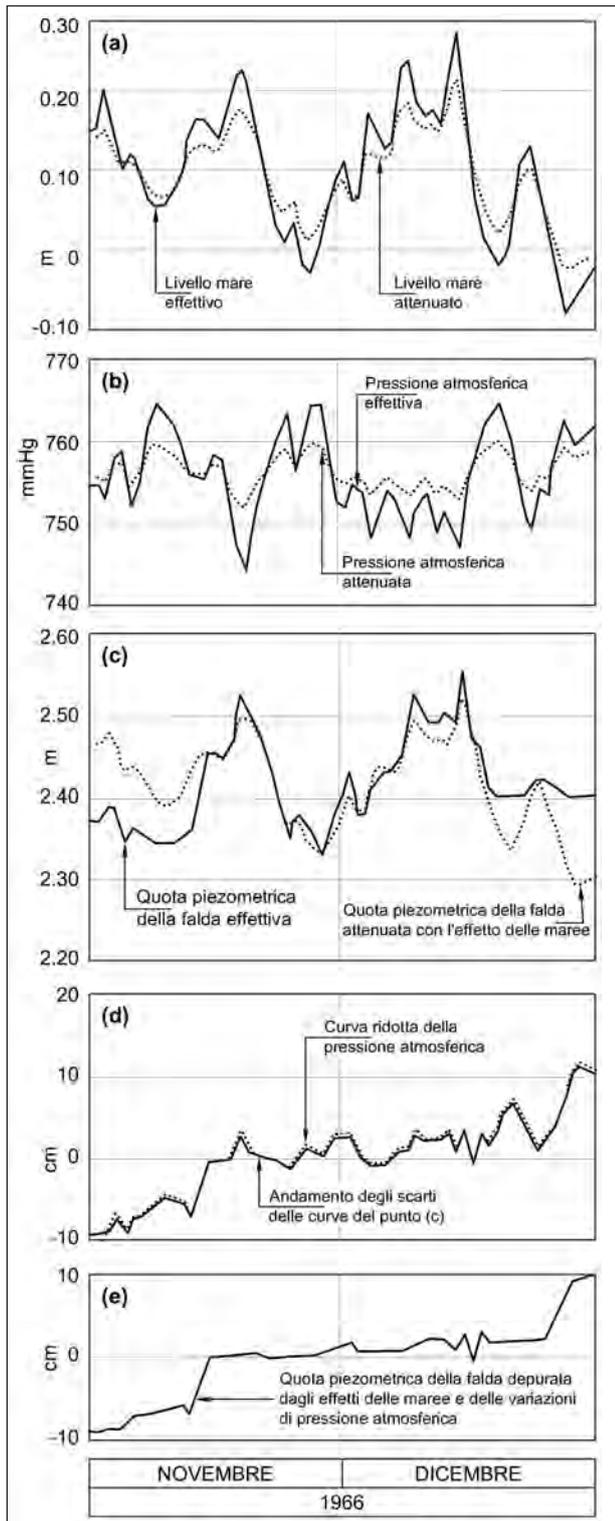


Fig. 2.54 - Calcolo delle oscillazioni di falda non influenzate dalla pressione atmosferica e dalle maree per il pozzo 15 AB in agro di Brindisi (ubicato in figura 2.44). L'andamento della quota piezometrica non influenzata è ottenuto sottraendo alla quota piezometrica effettiva della falda gli effetti dovuti alle variazioni di pressione atmosferica e del livello mare (da COTECCHIA, 1977).
 - *Computation of groundwater fluctuations not influenced by atmospheric pressure and tides for the well 15 AB in the territory of Brindisi (for location see figure 2.44). The uninfluenced piezometric head is obtained by subtracting the effects due to the variations in atmospheric pressure and sea level to the actual groundwater piezometric head (from COTECCHIA, 1977).*

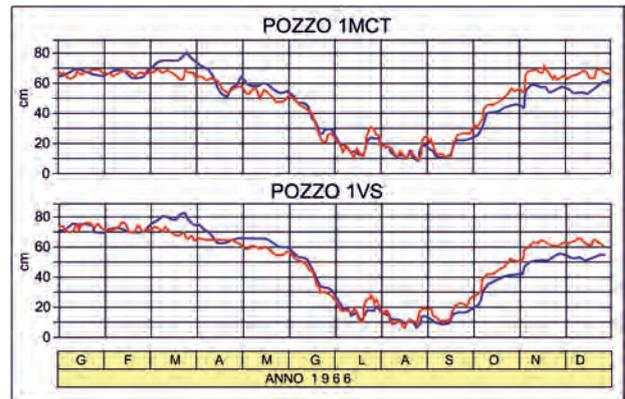


Fig. 2.55 - Andamento della quota piezometrica della falda misurata (linea rossa) nei pozzi 1MCT in agro di Massafra e 1VS in agro di Palagiano (ubicati in figura 2.44) nell'anno 1966 e quella non influenzata (linea blu) dalle variazioni di pressione atmosferica e del livello mare (da COTECCHIA, 1977).
 - *Groundwater piezometric head (red line) measured in the wells 1MCT in the territory of Massafra and 1VS in the territory of Palagiano (for location see figure 2.44) in 1966, and the piezometric head (blue line) uninfluenced by the variations in atmospheric pressure and sea level (from COTECCHIA, 1977).*

piezometrici misurati, per poter cogliere, in fase di interpretazione dei dati idrometrografici rilevati dai pozzi, gli effettivi elementi idrologici essenziali della falda.

2.6. - TEMPERATURA DELL'ACQUA DI FALDA

Le acque sotterranee, in funzione della temperatura, possono essere classificate in fredde ($T < 20^{\circ}\text{C}$), ipotermali ($20^{\circ}\text{C} \leq T < 35^{\circ}\text{C}$), mesotermali ($35^{\circ}\text{C} \leq T < 50^{\circ}\text{C}$) e termali ($T \geq 50^{\circ}\text{C}$) (CIVITA, 2005). Lo studio della temperatura delle acque sotterranee, oltre che fornire elementi per la loro classificazione, ha da sempre costituito un validissimo strumento per l'analisi della circolazione idrica sotterranea e dell'intrusione marina (MONGELLI & REINA, 1963; COTECCHIA, 1977; 1979; COTECCHIA *et alii* 1978; GRASSI & TULIPANO, 1983; GRASSI & TADOLINI, 1985; TULIPANO, 1988; TULIPANO *et alii*, 1990).

La temperatura delle acque sotterranee dipende da molteplici fattori: temperatura delle acque di alimentazione, tempo di residenza nell'acquifero, temperatura delle acque marine intruse nel continente e temperatura dell'ammasso roccioso.

Le indagini sinora condotte in Puglia (COTECCHIA 1977, 1979; COTECCHIA *et alii*, 1981; COTECCHIA & SCURO, 2010) hanno accertato che il passaggio tra acque di falda, generalmente mobili, e acque di mare intruse negli acquiferi, generalmente immo-

bili, è caratterizzato da un marcato incremento della temperatura. Si consideri, ad esempio, il profilo dell'ossigeno disciolto rilevato in un pozzo ubicato nella città di Bari, a 700 m di distanza dalla costa, e riportato in figura 2.56a. Esso è risultato nullo nell'acqua di mare, a testimoniare pertanto la sostanziale assenza di movimento nelle porzioni di acquifero interessate dall'intrusione marina. Nelle porzioni più superficiali della falda, ove si rilevano i minimi valori di salinità, l'ossigeno disciolto indica invece la presenza di significativa mobilità. Ad un aumento della mobilità delle acque sotterranee corrisponde, nel caso in esame, una riduzione di temperatura, come indicato sempre nella figura 2.56a. Nello stesso pozzo si è potuto osservare l'andamento della temperatura a tre differenti quote (fig. 2.56b), che ha evidenziato significative variazioni di temperatura, ricollegabili alle condizioni di ricarica della falda, solo per le porzioni più superficiali della falda (sonda NB1sup), mentre in profondità, nella zona di transizione all'acqua di mare (sonda NB1med e NB1inf), la temperatura è sostanzialmente costante durante tutto il periodo di osservazione, pari a quasi due anni. L'acqua di mare è quindi in equilibrio termico con la roccia (COTECCHIA, 1977).

Si evidenziano, comunque, situazioni in cui, anche a causa del valore assunto localmente dal gradiente geotermico, l'acqua di mare presenta temperature paragonabili, se non inferiori, a quelle dell'acqua dolce di falda (fig. 2.57). Si tratta, evidentemente, di circostanze meritevoli di adeguati approfondimenti scientifici, che possano accertare preliminarmente il gradiente geotermico e le sue variazioni entro il territorio regionale.

L'analisi della distribuzione delle temperature e l'osservazione dei gradienti geotermici consente, inoltre, di individuare le più importanti direttrici di deflusso della falda, essendo la temperatura dell'acqua funzione anche dei tempi di residenza nella roccia (COTECCHIA, 1977, 1979; COTECCHIA *et alii*, 1978; GRASSI & TULIPANO, 1983; GRASSI & TADOLINI, 1985; TULIPANO *et alii*, 1990). A tale riguardo, nell'ambito della descrizione delle aree idrogeologiche della Murgia e del Salento (capp. 15, 18) verranno illustrate alcune interessanti applicazioni.

Differenze di temperatura marcate possono

inoltre favorire l'innesco, nelle acque di falda, di moti convettivi di entità non trascurabile, che, in presenza di livelli idrici preferenziali, possono assumere carattere di vere e proprie correnti, capaci di produrre mescolamenti di acque di falda a diverso contenuto salino (COTECCHIA, 1965, 1979). Lo studio di tali correnti e il ruolo che queste assumono agli effetti della stratificazione salina della falda, è senza dubbio meritevole di adeguati approfondimenti, per giungere ad una visione organica della particolare fenomenologia.

2.7. - PROBLEMATICHE RELATIVE ALLA REDAZIONE DEL BILANCIO IDRICO

Il bilancio idrico delle acque sotterranee costituisce un valido strumento a supporto della pianificazione idrica, in quanto consente di programmare l'uso sostenibile della risorsa.

Per poter definire il bilancio idrico degli acquiferi regionali è necessario, partendo dai dati di pioggia, determinare innanzitutto il volume d'acqua effettivamente assorbito ed immagazzinato negli acquiferi regionali, e dunque le effettive potenzialità idriche su cui contare in fase di pianificazione, essendo noti gli emungimenti attuali e quelli programmati.

In realtà, tale procedimento ha una valenza unicamente teorica, per via delle evidenti difficoltà che si incontrano nel determinare la ricarica degli acquiferi, ed ancor più nel valutarne gli emungimenti effettivi. È necessario poi che il risultato del bilancio idrogeologico sia adeguatamente interpretato per poter valutare le variazioni delle condizioni di equilibrio esistenti tra la falda di acqua dolce e l'acqua di mare sottostante.

La pianificazione e la gestione delle risorse idriche sotterranee andrebbero dunque attuate ricorrendo ad un sistematico monitoraggio idrogeologico e idraulico degli acquiferi, da interpretarsi in tempo reale, (capp. 27, 30), in grado di fornire le necessarie informazioni sullo stato quantitativo e qualitativo delle acque sotterranee durante il loro impiego.

Il presente capitolo illustra le principali problematiche relative alla redazione e all'interpretazione del bilancio idrico dei corpi acquiferi, riconducibili ai seguenti aspetti:

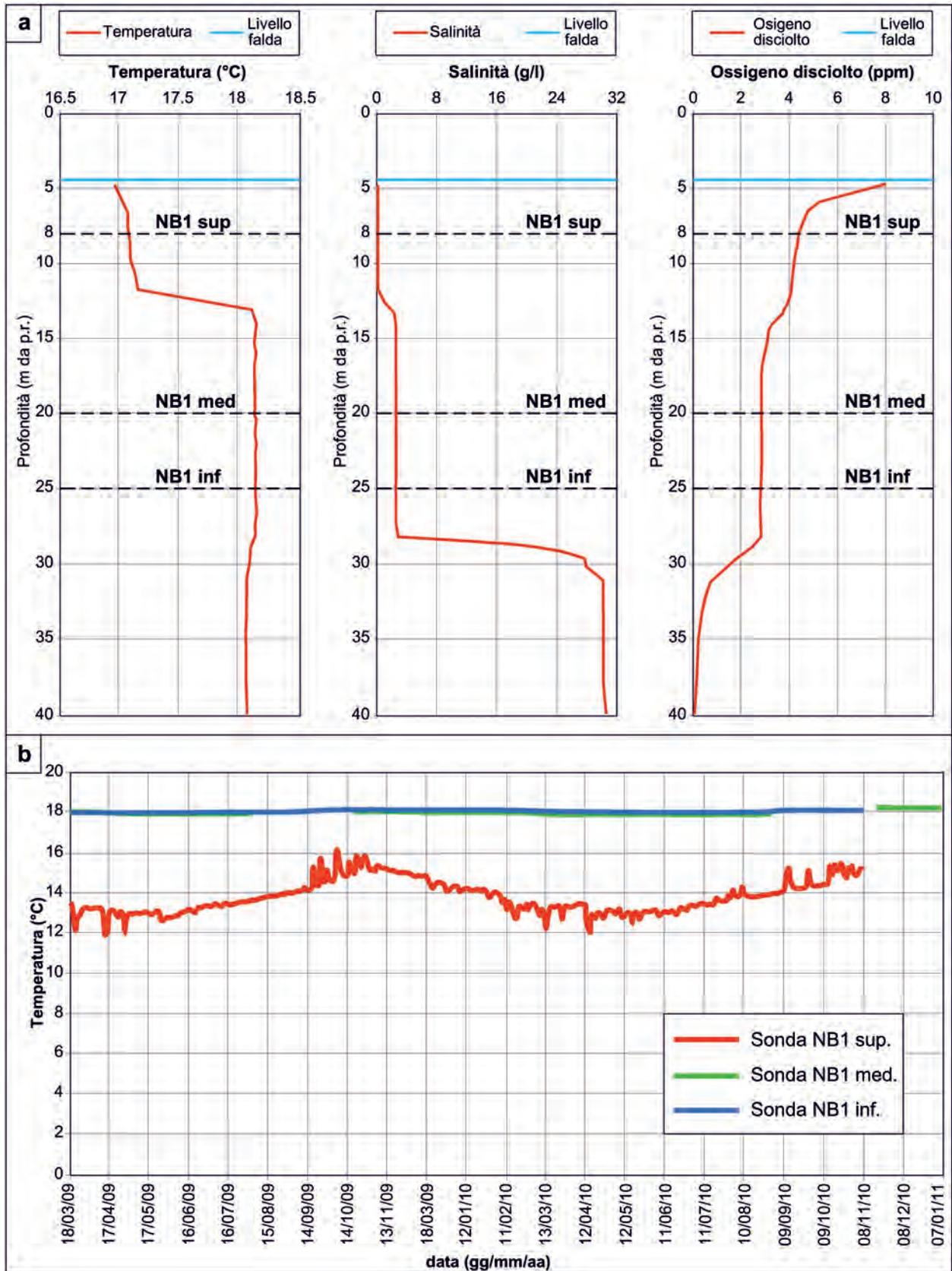


Fig. 2.56 - Caratteristiche chimico - fisiche della falda profonda rilevate nel pozzo NB1 ubicato nella citt  di Bari a circa 700 m di distanza dalla costa:

a) log multiparametrico; b) andamento nel tempo della temperatura, rilevato nel periodo 2009-2011 a tre diverse profondit .

- Chemical and physical characteristics of deep groundwater observed in the well NB1 located in the town of Bari, about 700 m from the coast: a) multi-parametric log;

b) temperature change with time, in the period 2009-2011 at three different depths.

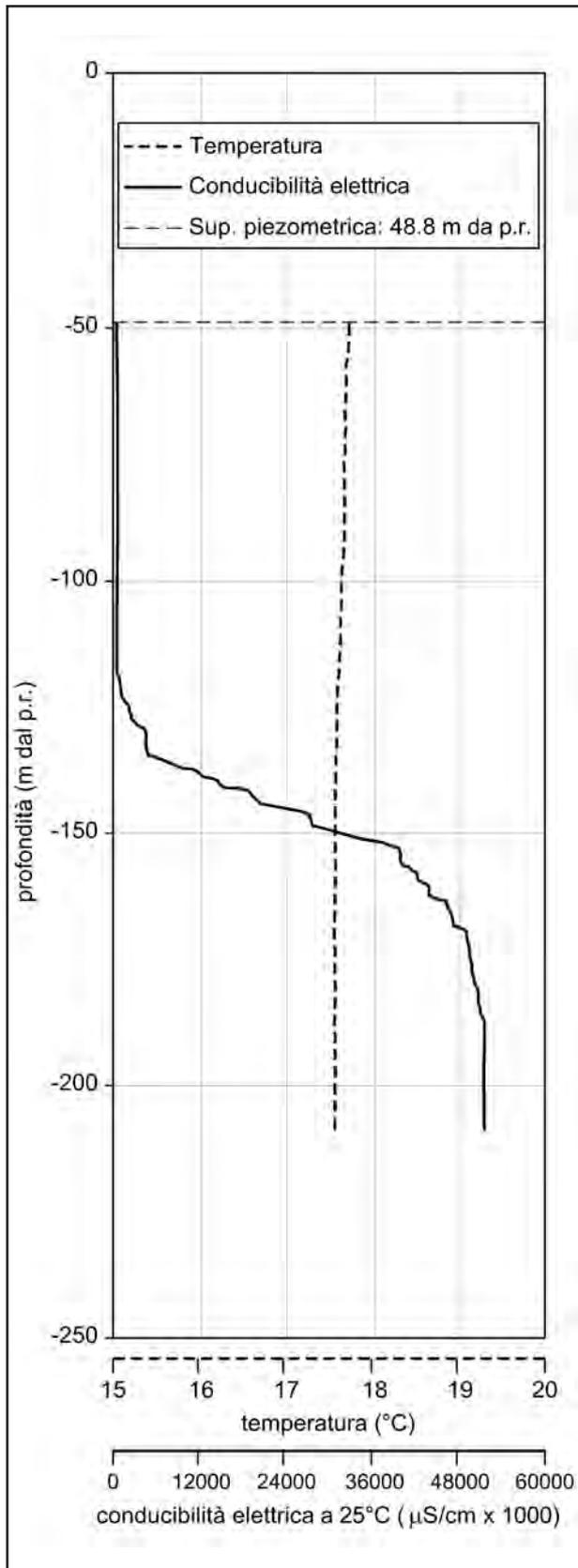


Fig. 2.57 - Log termo-conduttimetrico eseguito il 5 nov. 1996 nel pozzo 237 EISS, ubicato in agro di Galatina (figura 2.44).

- Thermal-conductivity log performed on 15 November 1996 in the well 237 EISS in the territory of Galatina (for location see figure 2.44).

- ricarica degli acquiferi regionali;
- stima delle portate effettivamente estratte dalle opere di captazione presenti nel territorio regionale;
- analisi della risposta idrodinamica della falda alla ricarica ed agli emungimenti in atto, tenuto conto della presenza, alla base degli acquiferi, dell'acqua di mare.

2.7.1 - Ricarica degli acquiferi regionali

Lo studio delle condizioni di ricarica delle risorse idriche sotterranee è fondamentale, tanto per la definizione del bilancio delle stesse, quanto per l'analisi degli impatti degli inquinanti sulla qualità degli acquiferi (FIDELIBUS, 2007).

La varietà delle condizioni geologiche ed idrogeologiche del territorio regionale, unite alla variabilità delle precipitazioni e dell'evapotraspirazione reale, determinano una distribuzione della ricarica naturale non uniforme su tutta la regione.

Gli assorbimenti utili alla ricarica degli acquiferi profondi avvengono, in genere, in corrispondenza degli affioramenti dei calcari mesozoici, o in presenza di affioramenti post-cretacei, discretamente permeabili, a diretto contatto con i calcari di base. Ove i calcari mesozoici sono affioranti, la ricarica avviene in modo diffuso o concentrato, in ragione dello stato di fratturazione e carsismo delle rocce. Quando invece i calcari sono coperti da terreni post-cretacei, la ricarica ha luogo, in genere, in modo diffuso. In quest'ultimo caso, agli effetti dell'alimentazione della falda profonda carsica, vanno considerati solo i casi in cui le coperture affioranti sono sufficientemente permeabili e in diretto contatto con i calcari di base. Nel caso, ad esempio, della Piana di Brindisi, gli affioramenti sono rappresentati da terreni sabbiosi e ghiaiosi, discretamente permeabili e quindi assorbenti, spesso separati dalla formazione carbonatica fratturata di base per la presenza di uno spessore significativo di argille grigio-azzurre pleistoceniche, da ritenersi praticamente impermeabili (cap. 16). In tali condizioni, gli assorbimenti alimentano falde superficiali contenute in acquiferi post-cretacei, sostenuti alla base dalla formazione delle argille grigio-azzurre, senza contribuire in modo significativo

alla ricarica dell'acquifero profondo. Condizioni analoghe si rinvengono nell'Arco Ionico Tarantino.

Molto complesse e diversificate sono invece le condizioni di ricarica dell'acquifero mesozoico della Penisola Salentina nel caso di diretto contatto con i calcari organogeni plio-pleistocenici. Questi ultimi, in genere poco permeabili per porosità e tali da essere considerati non assorbenti, sono spesso interessati da numerose fratture e vore carsiche, che favoriscono l'alimentazione della falda profonda, sebbene unicamente a livello locale. Analoga situazione si riscontra nei calcari cretacei oblitterati da terreni miocenici (la Pietra Leccese), scarsamente permeabili, ma in comunicazione idraulica con i calcari di base per la presenza di numerose discontinuità tettoniche.

A seconda delle differenze di quota piezometrica esistenti tra la falda profonda carsica e falde superficiali contenute negli acquiferi post-cretacei, può accadere, in particolari circostanze, che la prima subisca alimentazione dalla seconda; questo avviene quando il carico piezometrico della falda superficiale è maggiore di quello della falda profonda, sicchè, in corrispondenza di discontinuità entro le formazioni argillose di base, si instaura un flusso localizzato delle acque di falda superficiali in quella profonda. La verifica di tali condizioni, riscontrate, ad esempio, nella Piana di Brindisi e nell'Arco Ionico Tarantino, è fondamentale per la definizione della vulnerabilità intrinseca dell'acquifero profondo. Si evidenzia, poi, che le discontinuità possono essere generate anche da azioni antropiche, come la realizzazione di pozzi penetranti negli acquiferi carsici, attraversanti quello superficiale, ma non adeguatamente isolati nel tratto che interessa la falda superficiale. Viceversa, e per gli stessi motivi, la falda profonda può alimentare quella superficiale, qualora il suo carico piezometrico risulti superiore. Gli scambi idrici tra falda profonda e superficiale possono essere stimati partendo dalla conoscenza dei carichi piezometrici dei due corpi idrici e dello spessore e permeabilità dello strato di separazione.

Nel caso in cui i calcari mesozoici affioranti siano interessati da importanti fenomeni carsici, come vore e fratture carsiche (COTECCHIA *et alii*,

1957), le quali determinano un rapido collegamento tra la superficie del suolo e la circolazione idrica sotterranea, la ricarica dell'acquifero avviene, in genere, con breve ritardo rispetto agli eventi di pioggia (figg. 2.45, 2.46), anche inferiore al mese. Diversamente, come nel caso dell'Alta Murgia, si può osservare un maggior ritardo tra eventi di pioggia e sollevamento della superficie piezometrica (figg. 2.47, 2.48). In questi ultimi casi può succedere che le variazioni di quota piezometrica siano dovute in parte ad eventi di pioggia recenti e in parte a eventi più remoti, sino ad alcuni mesi di distanza (par. 22.4). Una circostanza che denota la complessità di un simile sistema carsico, caratterizzato da una intrinseca capacità di immagazzinamento dell'acqua nelle porzioni di acquifero meno permeabili, che circondano il reticolo di fratture e condotti carsici, ma interessato al contempo da percorsi rapidi di ricarica lungo vie preferenziali di drenaggio, rappresentate da fratture subverticali (fig. 2.58). Un ruolo fondamentale nei processi di ricarica dei corpi acquiferi profondi è, dunque, quello svolto dall' "epicarso", il settore epidermico della formazione carbonatica, molto più permeabile - se affiorante - delle assise più profonde (par. 1.4). La superficie di affioramento, molto spesso irregolare, è infatti segnata, a volte, da zone fortemente carsificate, ricolme di terra rossa, che costituiscono, a livello locale, dei "serbatoi" di accumulo delle acque di infiltrazione (WHITE, 2002). In queste particolari

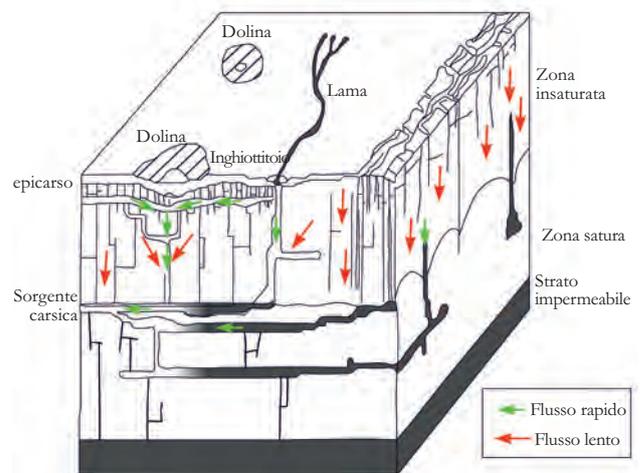


Fig. 2.58 - Schematizzazione della ricarica rapida (freccie verdi) e di quella differita (freccie rosse) nei sistemi carsici.

– Schematic representation of rapid recharge (green arrows) and delayed recharge (red arrows) in karst systems.

condizioni, l'acqua infiltrata nel sottosuolo può muoversi in direzione orizzontale anche per distanze considerevoli, prima di intercettare una frattura aperta verticale, lungo cui discendere per poi alimentare l'acquifero profondo (fig. 2.58). A causa dell'immagazzinamento temporaneo nell'epicarso, l'infiltrazione diffusa può dunque richiedere molto tempo, prima di intercettare l'acquifero profondo. Viceversa, vi saranno altri volumi d'acqua in grado di raggiungere rapidamente la falda profonda, secondo percorsi che, partendo da forme carsiche superficiali, si dirigono verso fratture verticali fortemente permeabili. Questo è il motivo per cui, in particolari condizioni idrogeologiche, è possibile osservare gli effetti di un evento piovoso sulla superficie piezometrica della falda, tanto nel breve quanto nel lungo termine.

Il calcolo della ricarica effettiva di un acquifero continua ancora oggi a conservare margini di incertezza, imputabili alla difficoltà di validare i modelli fisico-matematici per il calcolo degli effettivi assorbimenti - tenendo conto dei volumi d'acqua caduti al suolo, della evapotraspirazione e delle condizioni idrogeologiche locali - e alle caratteristiche meteorologiche della nostra regione. Ancora oggi mancano, infatti, dati sperimentali che consentano di testare i risultati dei "modelli a parametri distribuiti", i cui dati di input sono, molto spesso, di difficile reperimento. Ma anche gli studi sulla quantificazione dei volumi d'acqua che cadono al suolo sono ancora lontani dal fornire elementi definitivi per una stima sufficientemente approssimata della loro distribuzione spaziale. A riguardo notiamo come l'applicazione del classico metodo dei topoi, per la stima dei volumi di pioggia, possa fornire risultati fuorvianti, ad esempio nel caso della realtà salentina, caratterizzata da frequenti eventi piovosi estremamente violenti, ossia da piogge di tipo convettivo (cap. 7), che mal si prestano ad essere stimati nella loro effettiva intensità ricorrendo al solo uso di pluviometri. Questi fenomeni richiederebbero, invece, tecniche più moderne, come quelle che prevedono l'uso di dati Radar e/o Meteosat (COTECCHIA, 2006; GABRIELE *et alii*, 2006).

Ai motivi di incertezza appena illustrati, va aggiunta la scarsa conoscenza degli effettivi scambi idrici che si verificano lungo i limiti fisici o geogra-

fici delle aree idrogeologiche qui considerate. Ci è infatti noto, sebbene in modo orientativo, unicamente il flusso idrico sotterraneo che dall'altopiano murgiano confluisce nel acquifero carsico salentino. Tale flusso, stimato a circa $8\div 10 \text{ m}^3/\text{s}$ è, a rigore, non costante, bensì variabile in funzione dello stato quantitativo sia del corpo idrico sotterraneo recettore (acquifero salentino), sia del corpo alimentante (acquifero murgiano), a sua volta condizionato dalle morfologie delle rispettive superfici piezometriche, e, in particolare, alle cadenti piezometriche che si instaurano in corrispondenza della Piana Messapica (tav. 4 f.t.). Nulla può dirsi, invece, sugli scambi idrici che si verificano tra l'acquifero carbonatico dell'Area Idrogeologica della Murgia e le adiacenti aree del Tavoliere di Foggia e della Fossa Bradanica. Tali scambi, pur decisamente inferiori alle portate effluenti verso i Mari Adriatico e Ionio, non sono comunque trascurabili.

Nelle aree idrogeologiche della Piana di Brindisi, dell'Arco Ionico Tarantino e del Salento, esistono, come si è detto, anche scambi idrici tra acquiferi sovrapposti. Il fenomeno richiederebbe, dunque, un'attenta caratterizzazione idrologica anche delle falde superficiali, spesso non disponibile.

La complessità delle condizioni con cui avviene la ricarica degli acquiferi regionali richiederebbe, in ultima analisi, l'adozione di modelli interpretativi in grado di cogliere gli aspetti fondamentali del fenomeno, cui dovrebbe far seguito una taratura sperimentale dei risultati.

2.7.2. - *Censimento delle opere di estrazione dalla falda*

La valutazione della distribuzione spaziale degli emungimenti, da effettuare con il massimo rigore possibile mediante la localizzazione di ogni singola opera di captazione o gruppi di esse, è presupposto fondamentale per valutare gli effetti che l'utilizzo delle risorse idriche sotterranee produce sull'idrogeologia regionale.

Scopo del censimento dovrebbe essere anche quello di valutare le caratteristiche tecniche delle opere di captazione, generalmente pozzi. Si tratta di acquisizioni di estrema importanza, da sottoporre ad archiviazione corretta e rigorosa, con modalità tuttora raramente adottate dalle istituzioni

preposte. Solo così i censimenti contribuiranno ad individuare i volumi idrici effettivamente sottratti agli acquiferi sotterranei, le cui condizioni idrogeologiche e idrauliche devono essere note e rapportabili agevolmente agli emungimenti stessi.

La posizione dei punti di prelievo delle acque sotterranee, se appartenenti agli acquiferi mesozoici, condiziona la risposta della falda e l'evoluzione del fenomeno dell'intrusione marina. Il prelievo delle acque sotterranee in prossimità dei punti di efflusso della falda a mare, ad esempio, non altera le condizioni di equilibrio tra falda di acqua dolce e acqua di mare, se non in misura molto ridotta e in prossimità della costa. Se il prelievo delle acque sotterranee avvenisse proprio in corrispondenza delle sorgenti o di cunicoli orizzontali ubicati subito a monte delle stesse (parr. 4.7 e 12.4), il disturbo sarebbe praticamente nullo. Quando, invece, l'attingimento è attuato in zone interne, determina un sollevamento dell'interfaccia, non solo locale, conseguente al *salt-water upconing*, ma anche di carattere regionale, a causa del generale abbassamento dei carichi piezometrici.

La distribuzione dei carichi piezometrici riportata in tavola 4 (f.t.), indica l'esistenza di numerosi spartiacque idrogeologici sotterranei, determinati dalle peculiari condizioni di permeabilità degli acquiferi mesozoici, che incidono sulla disomogenea distribuzione delle portate circolanti nel sottosuolo, oltre che dalle condizioni di ricarica. Ciò comporta l'impossibilità di considerare omogenei i prelievi sul territorio. È necessario quindi valutare, area per area, l'effettiva portata d'acqua estratta dal sottosuolo, il che richiederebbe la conoscenza puntuale dei prelievi. Un esempio di spropositata concentrazione di pozzi di emungimento in ristrette aree, conseguenza delle semplificazioni introdotte nell'iter che autorizza l'esecuzione di pozzi domestici e del proliferare dell'abusivismo (cap. 11), viene dal territorio regionale immediatamente a monte della Sorgente Chidro. Qui il fenomeno presenta carattere di drammaticità, al punto da aver ridotto almeno della metà la portata della stessa sorgente, rispetto ai valori rilevati all'inizio del secolo scorso (par. 4.4).

Le conseguenze di procedure scorrette rendono, d'altronde, pressoché impraticabile il regime di tutela delle opere di captazione delle acque sot-

terranee destinate al consumo umano. L'argomento sarà illustrato nel capitolo 10, per gli aspetti generali, e nei paragrafi 15.14 e 18.5, per specifici casi applicativi.

Il censimento dei pozzi assume, quindi, svariate valenze, fino a costituire il corretto punto di partenza della gestione della risorsa idrica sotterranea. Qualsiasi azione di tutela e salvaguardia delle acque sotterranee non può, infatti, prescindere dalla conoscenza dell'effettiva localizzazione dei punti di prelievo e delle caratteristiche tecniche dei pozzi.

Ben 60 anni fa furono avviati i primi tentativi di censimento delle captazioni regionali dalla falda acquifera. All'epoca, sul territorio regionale, si contavano solo 450 pozzi, ubicati principalmente nella Penisola Salentina, lungo il litorale barese sino a Barletta e nell'Arco Ionico Tarantino (COTECCHIA *et alii*, 1957). Si trattava, molto spesso, di pozzi a scavo, anche di piccola profondità, dotati di noria a trazione umana o animale (fig. 2.2), che prelevavano acqua unicamente da porzioni superficiali dell'acquifero, e dunque senza determinare un significativo degrado provocato dall'intrusione marina. I pozzi trivellati all'epoca erano poco più di un centinaio, di profondità genericamente inferiore a 50 m. Successivamente, tra gli anni '60 e '70 (COTECCHIA, 1967b; 1976), vennero censiti, con riferimento alla sola Penisola Salentina, circa 2.500 pozzi. Il fenomeno dell'"abusivismo", ovvero la presenza di pozzi mai dichiarati, sembrò assumere già all'epoca notevole rilevanza, al punto da raggiungere, in Puglia, un numero stimato in circa 15.000 pozzi (COTECCHIA, 1974, 1975b). Il numero di questi pozzi crebbe ulteriormente, sino ad assumere, già ai primi anni '90, valori dell'ordine di 90.000 unità (COTECCHIA & TADOLINI, 1993; COTECCHIA & POLEMIO, 1995), approfittando con tutta probabilità di leggi poco restrittive, che si affacciavano proprio allora sul panorama regionale (cap. 11). Si stima che, con riferimento al solo Tavoliere, durante gli anni '80 si sia registrato un incremento dei pozzi di oltre il 70% (COTECCHIA & POLEMIO, 1995), là dove oggi il loro numero ammonterebbe complessivamente a circa 30.000 (par. 14.4).

Le attuali stime mostrano come il territorio regionale pugliese sia interessato da oltre 100.000 opere di captazione (PTA, 2009). La ricerca di acque

sotterranee si è ormai spinta sino agli alti rilievi murgiani, dove vengono trivellati pozzi di profondità dell'ordine dei 1.000 m (par. 15.7).

Dei pozzi esistenti si conosce poco, tanto che lo stesso “Piano di Tutela delle Acque” redatto dalla Regione Puglia indica in buona sostanza l'impossibilità di utilizzare, dal punto di vista idrogeologico, i dati depositati presso gli Uffici del Genio Civile, di cui lo stesso Piano è in grado di fornire solo una carta della densità dei pozzi presenti sul territorio (PTA, 2009, tav. 9.5). Il censimento di questi dovrebbe invece riguardare la raccolta ed archiviazione dei principali dati geografici, costruttivi, geologici ed idrogeologici di un pozzo. In particolare, andrebbero rilevate almeno le seguenti informazioni di base:

- ubicazione del pozzo e quota assoluta del piano campagna;
- profondità del pozzo e del relativo strato filtrante;
- stratigrafia dei terreni e delle rocce attraversate e relative caratteristiche di permeabilità;
- quota dei rinvenimenti idrici e quota piezometrica assoluta della falda;
- risultati di prove di portata;
- risultati di analisi chimico-fisiche sulle acque di falda;
- portata d'acqua concessa e portata d'acqua effettivamente estratta, quest'ultima da valutarsi con l'uso di idonei misuratori di portata, di cui tutti i pozzi dovrebbero essere muniti, come tra l'altro indicato dalle più recenti normative (cap. 11).

2.7.3. - *Risposta della falda alla ricarica ed agli emungimenti e variazioni delle condizioni di equilibrio acqua dolce – acqua di mare*

Il bilancio idrico degli acquiferi pugliesi, anche nell'ipotesi di valutare con buona approssimazione la ricarica e gli emungimenti, va comunque interpretato alla luce dei principi che regolano l'equilibrio acqua dolce – acqua di mare negli acquiferi. È necessario, infatti, che le estrazioni siano adeguatamente inferiori alla ricarica, per poter garantire una distribuzione dei carichi piezometrici della falda di acqua dolce tale che l'interfaccia tra questa e la sottostante acqua di mare assuma una profondità accettabile. Il fenomeno non va confuso con quello del sollevamento del cono di intrusione ma-

rina al di sotto di un singolo pozzo in emungimento, o di un gruppo di pozzi, avente carattere locale e sviluppatosi, in genere, in tempi rapidi, oltre che con caratteri di reversibilità in tempi brevi. Le falde regionali vanno studiate secondo una prospettiva globale, oltre che locale, che comprenda l'analisi di deflussi costieri, emungimenti, stratificazione salina e quote piezometriche della falda. In assenza di specifici studi sull'intrusione marina, insomma, il risultato del bilancio idrico non offre tutte le informazioni utili a stabilire i requisiti di accettabilità degli emungimenti.

La portata d'acqua dolce scaricata in mare è pari, in condizioni stazionarie, alla ricarica. Essa si modifica in funzione delle piogge e degli emungimenti. Questi ultimi sottraggono, infatti, acqua dalla falda prima che questa raggiunga il mare. L'emungimento produce, in definitiva, un decremento di portata nell'acquifero e, per la legge di Darcy, una diminuzione di cadente piezometrica, che, per la relazione di Ghyben-Herzberg, produce un sollevamento dell'interfaccia (COTECCHIA, 1958). Considerando, infatti, valida la relazione di Ghyben-Herzberg, si è già detto che, ad una modifica unitaria del carico piezometrico della falda, corrisponde uno spostamento della interfaccia pari a γ (par. 2.3; eq. 2.13). Lo spessore della falda varia, quindi, in maggiore misura a causa degli spostamenti dell'interfaccia (più precisamente a causa della variazione di spessore, forma e posizione della zona di transizione) che non per effetto delle variazioni di carico piezometrico, con la conseguenza di mascherare sovente un depauperamento in atto. Non sono rari, infatti, i casi in cui, a modesti abbassamenti del carico piezometrico misurati in pozzi-spia, si accompagnano significativi incrementi di salinità e/o di spessore della zona di transizione. Va inoltre considerato che, in relazione allo spessore della falda, alla geometria, permeabilità e porosità dell'acquifero, i tempi necessari per il ripristino delle condizioni di equilibrio della zona di transizione, in conseguenza di una variazione del carico piezometrico, possono essere molto lunghi (COTECCHIA, 1955; COTECCHIA, 1958; VAN DAM, 1999). La circostanza è estremamente importante per la corretta interpretazione del monitoraggio idrogeologico, in quanto lenti spostamenti dell'in-

terfaccia verso l'alto (o incremento di spessore della zona di transizione), possono indicare l'instaurarsi di un processo transitorio che può sfociare, in tempi dell'ordine di alcune decine di anni, in una catastrofe ambientale. In proposito è interessante osservare che i tempi necessari a produrre variazioni di equilibrio acqua dolce – acqua di mare per cause antropiche sono comunque di gran lunga inferiori a quelli necessari perchè i volumi d'acqua immagazzinata varino per cause naturali.

È ampiamente riconosciuto, infatti, che in gran parte dell'Europa, il principale fattore alla base dell'evoluzione dell'intrusione marina è costituito dal sovrasfruttamento delle falde costiere (SHEIDLEDER *et alii*, 2004).

L'equilibrio tra falda di acqua dolce e acqua di mare può ritenersi indisturbato solo in caso di emungimenti assenti o comunque modesti rispetto alla ricarica efficace (COTECCHIA, 1958; VAN DAM, 1974). Per un uso sostenibile della risorsa idrica, infatti, non è sufficiente verificare che il bilancio idrico delle falde regionali sia positivo, ma è necessario che la ricarica netta si mantenga in un *range* di valori, stabiliti a priori, in corrispondenza dei quali il sollevamento dell'acqua di mare nell'acquifero sia considerato accettabile. Il sollevamento dunque, pur inevitabile in caso di utilizzo di acque sotterranee, deve essere monitorato e controllato nei suoi sviluppi. Circa 60 anni or sono già si evidenziava la necessità di limitare al minimo i prelievi, sino a quando simili fenomenologie non fossero state appieno comprese e quantitativamente interpretate (COTECCHIA, 1955). Nelle falde idriche poggianti su acqua di mare, il continuo utilizzo secondo tassi di emungimento non sostenibili, prima ancora di determinare un vero e proprio impoverimento della riserva idrica, produce la salificazione delle acque contenute negli acquiferi (COTECCHIA, 1958).

L'analisi quantitativa della distribuzione dei carichi piezometrici e della concentrazione salina delle acque di falda, sotto un dato tasso di emungimento, può essere affrontata, quando la base conoscitiva lo consentirà, facendo ricorso a sofisticati modelli di calcolo numerico basati sullo studio del trasporto di massa. Modelli che verranno illustrati nel capitolo 5, al pari di alcune soluzioni al pro-

blema espresse con formule analitiche semplici, valide in ipotesi di esistenza dell'interfaccia, per agevolare la comprensione di simili fenomenologie. L'argomento necessita, tuttavia, di approfondimenti che individuino soprattutto parametri idrogeologici rappresentativi per gli acquiferi carbonatici cretacei su scala regionale, e per la stima della ricarica e degli emungimenti. Allo stato attuale, invece, come già evidenziato nei primi anni '50 (COTECCHIA, 1958), l'applicazione del bilancio idrico agli acquiferi regionali, se finalizzato a stabilire la portata massima da impiegare attraverso i pozzi, non è attendibile. È necessario, infatti, che l'utilizzazione delle acque sotterranee avvenga con riferimento ad un adeguato monitoraggio idrometrografico e qualitativo, da interpretare in tempo reale, (capp. 27 e 30), suscettibile, se ben condotto, di fornire gli elementi necessari a stabilire eventuali azioni correttive per una razionale e sicura gestione della risorsa idrica sotterranea. I dati idrogeologici rivenienti dal monitoraggio possono inoltre essere utilizzati per calibrare e verificare il bilancio idrico, valutandone quindi l'effettiva attendibilità, ed ottimizzandone il processo di pianificazione su scala regionale.