

Rendiconti Seminario Facoltà Scienze Università Cagliari Vol. 72 Fasc. 1 (2002)

Studio idrogeologico degli acquiferi profondi del Sinis (Sardegna Centro-Occidentale) (*)

S. CARBONI(**), C. NICOLÒ(***), A. PALA(**), S.L. PILI(***)

Abstract. *Sinis area is located in the north western sector of Campidano plain, to the North of the Gulf of Oristano. In that sector of Sardinia underground waters constitute the most important water resource for agriculture. In Sinis area two deep aquifers have been placed. The first, placed in the western part, is constituted by sands and gravels and it is overhung by a very thick clayey marl's layer. The water yield of the confined aquifer has been determined by pumping tests from which it results that the pumping rate varies between 6 and 13.5 l/sec. The average Transmissivity is $1.7 \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$. The other aquifer system, already known and studied for a long time, belongs to the alluvial multilayered aquifer of Campidano. It is constituted by very permeable layers of sands and gravels alternated to impervious or semi confining silty clay layers. The Transmissivity of this aquifer results superior to $10^{-3} \text{ m}^2/\text{sec}$. Pumping rates are at least 6-7 l/sec. Chemical analysis showed that some samples of water taken in the southern part of Sinis present some anomalous values and they show thermal waters typical characters. This fact is confirmed by the average temperatures around 23°C . It could be a ground water recharge by deep thermal waters, with which waters coming from Montiferru would be mixed.*

PREMESSA

Nel settore centro-meridionale del Sinis, situato nella Sardegna centro-occidentale, da circa 20 anni vengono utilizzati dei pozzi perforati per lo sfruttamento di un sistema idrico profondo peraltro non ben conosciuto, quale unica risorsa a scopo irriguo; pertanto si è ritenuto utile sviluppare una ricerca che consentisse di definire la caratterizzazione idrogeologica delle falde profonde del Sinis al fine di determinarne la geometria e le

(*) Lavoro eseguito col contributo MIUR (ex 60%) per l'anno 2000, Prof. A. Pala.

(**) Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Cagliari.

(***) Geologi liberi professionisti.

Presentato il 28/05/2002.

caratteristiche idrodinamiche e di ricostruire la piezometria delle falde, nonché di proporre la valutazione della potenzialità delle riserve.

La ricerca, oltre che utilizzare i dati geologici, stratigrafici e climatologici noti in letteratura, si è avvalsa soprattutto dell'acquisizione e dello studio originale dei dati stratigrafici relativi a 59 sondaggi, dei quali 7 campionati nel corso della loro esecuzione, per la ricostruzione delle sequenze litostratigrafiche e della geometria degli acquiferi profondi. Gli unici dati idrogeologici noti erano rappresentati da una serie di sondaggi elettrici verticali eseguiti per conto della CAS.MEZ. [1] e da uno studio successivo eseguito per conto del medesimo Ente nel 1996 [2], nei quali però non venivano messi in evidenza gli acquiferi profondi dell'area.

Il rilevamento geologico, finalizzato alla delimitazione areale ed alla valutazione delle capacità di infiltrazione dei litotipi affioranti, è stato esteso al territorio limitrofo per l'acquisizione di elementi utili all'individuazione dell'area di possibile alimentazione delle falde.

Il Sinis, nella sua porzione centro-meridionale, mostra una morfologia ondulata che delinea alla quota media di 50/60 m s.l.m. un altopiano costituito da litotipi calcarei e marnosi; la quota massima, di 93 m s.l.m., è situata sul bordo di un limitato «plateau» basaltico di debole spessore che occupa parzialmente il settore sud-orientale. Nel settore centro-meridionale l'altopiano termina verso est con una scarpata relativamente acclive, mentre verso ovest declina gradualmente fino alla linea di costa, prevalentemente bassa e sabbiosa alternata a dei bassi promontori rocciosi. Il settore settentrionale, al contrario, è caratterizzato da una linea di costa conformata prevalentemente in falesie, diversamente la porzione più interna bassa, regolarmente pianeggiante, è sede di alcune estese aree lagunari o stagnali, la cui alimentazione è sostanzialmente legata al regime pluviometrico e conseguentemente al livello di una falda superficiale.

Nell'intera regione, data la scarsissima entità delle precipitazioni, ma essenzialmente per via del suo totale isolamento morfologico dai versanti montani più prossimi (Montiferru), non è riconoscibile alcun reticolo idrografico benché minimamente organizzato.

SCHEMA GEOLOGICO STRUTTURALE E STRATIGRAFICO DEL SINIS

La configurazione geologica e morfologica del Sinis appare strettamente condizionata dagli eventi che hanno coinvolto la microplacca sardo-corsa a partire dall'Oligocene medio-Aquitano, con le fasi di *rifting* oligo-mioceniche nel contesto dell'ampio e complesso sistema di *riffts* che ha interessato il Mediterraneo occidentale e successivamente con la rotazione antioraria avvenuta nel corso del Burdigaliano [3].

Tali eventi vedono nel corso dell'Oligocene-Miocene inferiore la strutturazione della placca sarda in blocchi poligonali basculati limitati ed intersecati, principalmente in direzione NE e NW, da sistemi di faglie tardo-erciniche riattivate nel Terziario. Successivamente una prima fase di *rifft* causa l'instaurarsi, a partire dal settore meridionale, di

bacini marini epicontinentali, caratterizzati da un diverso grado di subsidenza; questa fase è interessata inoltre dall'incremento di attività vulcanica, con la messa in posto delle sequenze andesitiche e riodacitiche con ignimbriti e tufi, talora in alternanza con i sedimenti marini e per uno spessore complessivo di 600/800 m [4], [5].

Dopo la fase compressiva del Burdigaliano inferiore-medio, che segna sia la fine della rotazione della placca sardo-corsa sia l'arresto dell'apertura del Mediterraneo occidentale [6], una seconda fase di *rift* determina nel corso del Burdigaliano superiore-Langhiano, con il collasso distensivo delle strutture tettoniche più importanti, l'instaurarsi di bacini epicontinentali nei settori centrale e settentrionale del sistema ed il proseguimento dell'attività vulcanica intrabacinale, con delle variazioni di chimismo [7].

In questo contesto il Sinis rappresenta il tratto settentrionale, ora emerso, del bacino oligo-miocenico centro-occidentale limitato dai blocchi paleozoici di Mal di Ventre e del Sulcis e i cui sedimenti si mostrano, nel complesso, relativamente di più giovane età rispetto a quelli degli altri bacini del *Rift* Sardo [7], sia nelle sue porzioni localizzate nel Margine continentale attuale [8] sia nella porzione attualmente emersa.

Il blocco paleozoico centro-occidentale, rappresentato nella attuale piattaforma dalla struttura di Maldiventre, la cui natura granitica è documentata anche ai piedi della medesima struttura, sui «*sea-mount*» che raccordano il Margine continentale inferiore alla piana batiale [9], costituisce con tali litotipi il basamento del Sinis ed è probabilmente esteso fino al settore meridionale del Montiferru, dove sovente *facies* ricche di inclusi xenolitici granitici e gneissici caratterizzano le andesiti basali, appartenenti al ciclo calc-alcaino pre-serravalliano, che formano l'ossatura di quel complesso vulcanico [5]. Vulcaniti andesitiche appartenenti a tale ciclo, presenti in affioramento nel Sinis, contribuiscono a costituirne la struttura di basamento pre-miocenico, così come recentemente proposto anche sulla base dell'interpretazione di dati sismostratigrafici e aeromagnetici [10].

In alcuni settori del *Rift* Sardo, successivamente a locali brevi emersioni si manifesta, a partire dal Serravalliano superiore-Tortoniano, una trasgressione marina che nel Sinis perdura fino al Messiniano inferiore. Durante questa fase trasgressiva si depone una successione marnoso-calcareo di piattaforma che assume progressivamente carattere lagunare tendente al continentale, marcando in tal modo, presumibilmente in un bacino del Margine superiore, le fasi iniziali dell'ampia generalizzata regressione messiniana nel Mediterraneo [11].

Successivamente alla deposizione di unità sedimentarie trasgressive del Pliocene inferiore, il generale sollevamento degli *horst* preesistenti determina una fase erosiva, favorendo nel Sinis un parziale smantellamento delle unità messiniane; questa nuova fase tettonica, con acme nel Pliocene superiore, determina inoltre la messa in posto localmente di vulcaniti alcaline prevalentemente basaltiche [12].

L'*Horst* del Sinis così delineatosi è interrotto ad est da un versante acclive indotto da un sistema di faglie, ad andamento N-S, che ribassa l'area del Campidano di Oristano; quest'area, che rappresenta la porzione settentrionale del *Graben* del Campidano, mostra

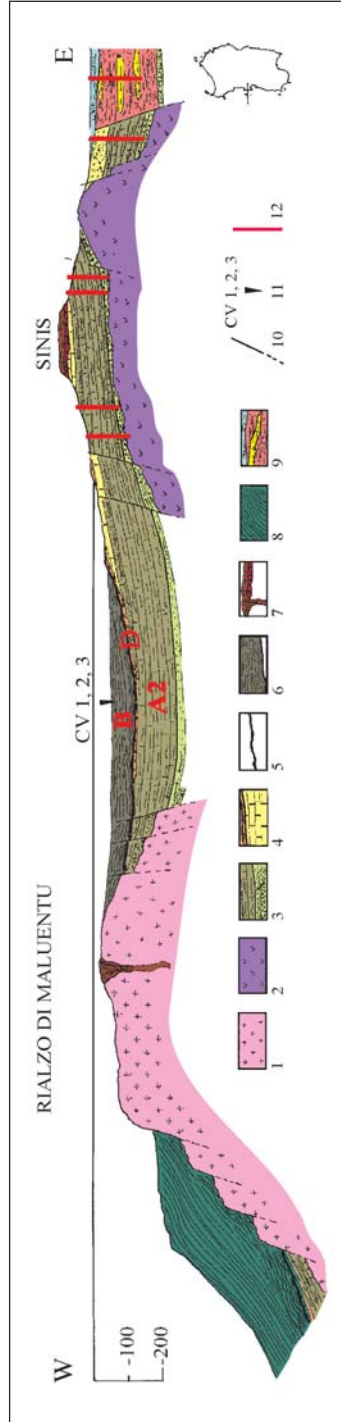


Figura 1. Sezione geologica schematica: rapporti stratigrafici e strutturali tra le unità sedimentarie mioceniche nel Sinis e nella piattaforma continentale antistante, da interpretazione di profili sismici e nuovi dati stratigrafici nel Sinis (da Lecca *et al.*, 1986 [8], modificata).
Legenda: 1) Graniti paleozoici; 2) Andesiti oligo-mioceniche; 3) Unità sedimentarie del Miocene medio-superiore; 4) Successione messiniana del Sinis-A2; 5) Riflettore acusticamente «sordo» - D (litotipi competenti della superficie di discordanza messiniana); 6) Sedimenti pelitici del Pliocene inferiore - B; 7) Depositi continentali ciottoloso-ghiaiosi e vulcaniti alcaline del Pliocene medio-superiore; 8) Unità progradante plio-quadernaria; 9) Complesso continentale plio-quadernario in facies alluvionale e deltizia; 10) Faglie; 11) Carotaggi nella piattaforma continentale; 12) Sondaggi per ricerche idriche nel Sinis (dati originali del presente studio).

anch'essa, su un basamento vulcanitico oligocenico, unità stratigrafiche marine del Miocene medio e superiore ricoperti dai sedimenti continentali sintettonici della Formazione di Samassi [4] ed una successione indistinta di depositi fluvio-alluvionali plio-pleistocenici con intercalato, alla profondità di circa 214 m, un livello vulcanitico costituito da litotipi basaltici [13].

L'*Horst* del Sinis appare bascolato verso ovest e la successione sedimentaria miocenica che lo costituisce prosegue nella piattaforma continentale, colmando un *half graben* impostato durante una fase tettonica di carattere estensionale post-burdigaliana precedente la deposizione delle unità mioceniche del Sinis [8]. Questa depressione è chiusa ad ovest dal blocco strutturale di Maldiventre, che emerge con i graniti paleozoici dell'omonima isola.

La continuità di tale successione sedimentaria del Sinis in questa struttura di piattaforma è documentata sulla base di interpretazioni sismostratigrafiche; la sua estensione temporale è nota verso l'alto, dato che nella piattaforma continentale, in discordanza sulle unità attribuite al Messiniano, alcune campionature hanno documentato sedimenti marini dal Pliocene inferiore «parte alta» al Selinuntiano «pro parte» e, in discordanza su questi ultimi, sedimenti marini del Pleistocene superiore-Olocene [14]. Non è direttamente documentata peraltro l'estensione della successione miocenica verso il basso, nella piattaforma continentale.

L'assetto strutturale e stratigrafico che caratterizza il sistema sedimentario della piattaforma continentale in questa porzione di *half graben* e le unità sedimentarie affioranti nel Sinis [8] è illustrato nella figura 1.

STRATIGRAFIA

Nel Sinis sono identificabili almeno otto unità litostratigrafiche con diverso significato paleogeografico e strutturale, rappresentate da vulcaniti oligo-mioceniche, sedimenti marini del Miocene medio, del Miocene superiore, del Pliocene inferiore, depositi continentali del Pliocene medio, vulcaniti del Pliocene superiore, sedimenti marini del Pliocene superiore, depositi marini di spiaggia e coperture continentali del Pleistocene. Segue di essi una sintetica descrizione, con elementi noti in Letteratura corredati da informazioni originali, provenienti dall'analisi di campionature recentemente effettuate dagli Autori.

Vulcaniti oligo-mioceniche

È nota la presenza in affioramento del complesso vulcanico oligo-miocenico, costituito da andesiti in località Perda Martigiana [15] e da andesiti, brecce e tufi in località Costa Atzori [16].

Andesiti calc-alcaline e relativi tufi affiorano inoltre nella parte meridionale del campo dunare di Is Arenas e nel Sinis, in località Riu Maiore, con *facies* evolute al limite delle daciti [17]. Nel Sinis, a testimonianza della natura granitica del basamento

paleozoico, *facies* ricche di inclusi xenolitici granitici e gneissici sono state recentemente osservate entro le andesiti che costituiscono il sopracitato rilievo di Costa Atzori.

Litotipi andesitici sono stati documentati da campioni provenienti da alcuni sondaggi per pozzi, sia nel settore settentrionale (Is Arenas) [17], sia nel settore centrale ed i cui dati stratigrafici verranno illustrati più avanti, sia nel settore meridionale del Sinis, in località San Giovanni di Sinis (F. Pancirolli, cortese com. pers.).

Miocene inferiore?-medio e medio-superiore

Sui litotipi andesitici poggiano termini sedimentari marini attribuiti al Miocene inferiore?-medio, costituiti da conglomerati poligenici a clasti paleozoici e vulcanici, su cui si sovrappongono lenti di calcari organogeni a grandi Ostreidi-*Ostrea (O.) edulis lamellosa*, *Ostrea grassissima*, *Cubitostrea frondosa*-, Balanidi, Coralli e Pettinidi [16]. Arenarie conglomeratiche riccamente fossilifere, con abbondanti elementi clastici andesitici di dimensioni fino a decimetriche, sono state recentemente rilevate in affioramento nella suddetta località di Riu Maiore, trasgressive sulle andesiti ed i tufi oligo-miocenici.

Arenarie a Balanidi e Pettinidi e marne arenacee, attribuite al Tortoniano sulla base del contenuto microfaunistico [16], affiorano in località Serra Araus.

Nuovi dati stratigrafici provengono dall'analisi dei campioni acquisiti dai sondaggi eseguiti nell'intero Sinis ed in particolare dalla campionatura del pozzo 46 (visibile nella Carta Idrogeologica allegata).

Marne argillose grigio-verdi provenienti da 53 m di profondità mostrano nel contenuto microfaunistico la presenza di *Orbulina bilobata* cfr. *Globigerinoides bisfericus* e forme di *Globigerinoides trilobus*; questo livello stratigrafico è però caratterizzato dalla preponderante presenza di *Orbulina universa*.

Il campione proveniente da 90 m di profondità e rappresentato da argille grigio-nere debolmente marnose mostra un'associazione di forme rappresentate da *Preorbulina*, *Orbulina universa* (abbondante), *Globigerinoides trilobus trilobus* e *Globigerinoides trilobus* s.l.; presente anche qualche forma di *Globorotalia* cfr. *merotumida-pleiotumida*.

Il campione proveniente da 119 metri di profondità, nuovamente costituito da marne grigio-verdi, rivela la presenza abbondante di forme di *Globigerinoides bisfericus*, *Globigerinoides sicanus*, *Preorbulina glomerata sicana*.

Il sondaggio termina alla profondità di 123 m in un livello detritico sciolto, dello spessore di alcuni metri, costituito da sabbie quarzose fini e medie, ghiaie e ciottoli ad elementi clastici quarzosi e metamorfici intensamente arrotondati, di dimensioni fino a 5 cm, con frammenti di gusci appartenenti a Ostreidi di grande taglia, con grossi Balanidi ed abbondanti frammenti di Litotamni; frequenti anche clasti rappresentati da arenarie conglomeratiche fossilifere.

Pertanto in questa successione, evidentemente rappresentata nella sua parte alta da termini appartenenti al Tortoniano per posizione stratigrafica rispetto alla geologia di superficie, si individuano elementi microfaunistici tali da poterne ipotizzare la deposizio-

ne a partire dal Langhiano *pro-parte* - Serravalliano. Specificatamente la presenza delle forme di *Preorbulina* suggerirebbe una collocazione langhiana, ma la preponderante presenza di *Orbulina universa*, rilevata in alcuni livelli, propone per la maggior parte della successione rappresentata nel sondaggio tempi di deposizione posteriori ai 15 MA e quindi un'età serravalliana.

La successione litostratigrafica rilevata indicherebbe una fase deposizionale marina trasgressiva su un basamento emerso riconducibile alla fine del Langhiano o al Serravalliano inferiore, con deposizione di prodotti conglomeratici, sabbiosi e/o carbonatici di piattaforma prossimale ad alta energia, seguita da una rapida risalita eustatica responsabile della deposizione di una successione dapprima marnoso-sabbiosa e marnosa, poi a tratti alternativamente argillosa e marnosa ed infine decisamente marnosa e marnoso-arenacea nella parte alta. Essa appare come l'espressione sedimentaria, nel corso del Serravalliano-Tortoniano, di un comportamento eustatico alterno ma con un *trend* positivo, seguito dalla fase regressiva marina evidenziata chiaramente dalla successione messiniana inferiore che caratterizza l'area.

Una successione litostratigrafica simile si ripete nella maggior parte dei sondaggi osservati ed ugualmente ricorrente si mostra il contenuto faunistico; in particolare le marne sabbiose sempre immediatamente sovrastanti il livello clastico basale rivelano la costante presenza di *Orbulina universa*, a volte abbondante, e di forme confrontabili con *Globigerinoides sicanus*, *Globigerinoides trilobus*, *Preorbulina glomerata circularis* e *Preorbulina glomerata glomerata*; sono inoltre presenti forme carenate di *Globorotalia*, con individui di *Globorotalia* *cfr. merotumida-plesiotumida*, indicative del pre-Tortoniano. Sono state osservate inoltre forme riconducibili a *Globorotalia scitula*.

Miocene superiore

Il complesso sedimentario affiorante nel Sinis è costituito da una unità deposizionale che rappresenta i termini più recenti della sedimentazione miocenica in Sardegna; essa è stata suddivisa in tre sub-unità litostratigrafiche denominate, dal basso verso l'alto stratigrafico, *Formazione di Capo San Marco*, *Calcari laminati del Sinis*, *Calcari di Torre del Sevo* [16].

La Formazione di Capo San Marco costituisce la parte basale della successione messiniana, caratterizzata da argille siltoso-marnose e marne grigio-giallastre con intercalati banchi di calcareniti organogene, che passano in successione verticale da un ambiente eualino sublitorale alla base ad un ambiente mixoalino-lagunare al tetto, per uno spessore totale di circa 20 m; sulla base del contenuto in Foraminiferi planctonici e in Nannoplancton calcareo essa è riferita al Messiniano inferiore.

La base della sub-unità, per la presenza diffusa di noduli di pirite nelle marne e per il contenuto fossilifero, indicanti condizioni ambientali riducenti e di mare ristretto, è stata attribuita al Tortoniano superiore; recentemente, sulla base del contenuto in Nannoplancton calcareo tale deposito è stato riferito [18] al Messiniano medio-superiore.

Nella parte alta, su depositi continentali quali paleosuoli montmorillonitici e sabbie

fluviali, poggia con contatto erosivo la formazione dei Calcari Laminati del Sinis.

Questa è costituita da calcari bianchi microcristallini sterili, sottilmente stratificati, quasi puri, ritenuti di deposito chimico da acque iperaline di bassa profondità, in ambiente di deposizione a condizioni paraliche con brevi e sporadiche incursioni marine. La formazione, che rappresenta una prima unità evaporitica, è attribuita al Messiniano per posizione stratigrafica ed a sua volta è ricoperta in trasgressione dai Calcari di Torre del Sevo.

Questi ultimi sono rappresentati da calcari e calcari dolomitici residuali bianco-grigi spesso intensamente brecciati, costituiti da oospariti, microspariti a intraclasti e intramicriti a noduli di anidrite depositatisi in ambiente iperalino-sopratidale; questa sub-unità, in cui la parte inferiore mostra un livello marino calcarenitico ad organismi stenoalini e la parte alta delle impronte di disseccamento, rappresenta anch'essa un deposito evaporitico, riferito ugualmente al Messiniano per posizione stratigrafica. Dallo spessore fortemente variabile e fino a circa 20 m, essa è troncata alla sommità da una superficie erosiva e ricoperta dalle formazioni quaternarie.

Pliocene inferiore marino

Il Pliocene inferiore si manifesta con carattere trasgressivo, essendo caratterizzato da una *facies* inizialmente costiera che evolve verso *facies* di mare profondo o aperto. Tali sedimenti, ascrivibili alla zona a *Globorotalia margaritae margaritae* [19] ed alla zona NN 12 del Nannoplancton calcareo [20], coprono con discordanza angolare la Formazione di Capo San Marco, fagliata e inclinata di 40°-50°, a testimonianza di una fase tetto-genica tardo-messiniana presumibilmente corrispondente alla tettonica fissurale responsabile un'intensa attività vulcanica in Sardegna tra 5.2 e 5 milioni di anni [21] [22].

Microfaune fossili rimaneggiate del Miocene inferiore o addirittura dell'Eocene rinvenute entro i sedimenti pliocenici [19] testimonierebbero un'intensa attività erosiva in ambito continentale, concomitante con la ben nota intensa regressione marina registrata nel Mediterraneo nel durante il Messiniano.

Pliocene medio continentale

I sedimenti continentali del Pliocene sono rappresentati da alluvioni argilloso-quarzose fortemente arrossate «pre-basaltiche» [23] e da alluvioni quarzoso-metamorfiche a clasti di natura vulcanica (ignimbriti) di Serra Araus.

Le prime, rilevabili nel settore centrale del Sinis al di sotto della poco spessa copertura di lave basaltiche ed in appoggio trasgressivo sui termini miocenici, rappresentano un'unità sedimentaria di ambiente continentale costituita da depositi di tipo alluvionale, potente localmente anche una decina di metri, ad elevato contenuto clastico dato in prevalenza da ciottoli eterometrici (diametro fino a 4-5 cm) di quarzo ed in subordine di natura metamorfica, ad elevato grado di elaborazione; la matrice limoso-argillosa mostra caratteri di intensa alterazione evidenziati dall'intenso arrossamento.

Esso costituisce il testimone di processi di deposizione in ambito fluvio-alluvionale

in un contesto ambientale e paleo-idrografico dell'area centro occidentale della Sardegna antecedente l'attivazione del *Graben* Campidanese e successivamente ricoperto delle vulcaniti basaltiche che caratterizzano la parte sommitale dell'attuale altopiano del Sinis.

Il deposito conglomeratico rilevato sulla sommità di Serra Araus sarebbe da riferire, per la natura del suo contenuto clastico, alle estese coperture alluvionali pre- e intra-basaltiche presenti sul versante centro-occidentale del Montiferru.

Nel promontorio di Capo Mannu si osserva che la successione dei terreni pliocenici del Sinis è completata da altre due unità distinte, i *Calcari di Mandriola* e la *Formazione di Capo Mannu*, di cui vengono descritti i caratteri più importanti.

Calcari di Mandriola

Affioranti nel settore costiero della località di Mandriola, nel Sinis nord-occidentale, rappresentano un'unità costituita da calcareniti di *shoreface* a Foraminiferi, con strutture sedimentarie tipiche di barra sommersa soggetta a episodiche emersioni, livelli microconglomeratici dello spessore decimetrico ad elementi di natura vulcanica contenenti denti di Selaci e ossa di Cetacei, seguita da un deposito calcarenitico in *facies* eolica di alta spiaggia, a Foraminiferi bentonici [24]; la sequenza termina con il deposito a Vertebrati di Mandriola (Mammiferi Lagomorfi e Roditori, Anfibi, Rettili) [25].

L'unità dei Calcari di Mandriola è stata recentemente attribuita al passaggio Zancleano - Piacenziano [24].

Formazione di Capo Mannu

Sul suddetto deposito a Vertebrati poggia una successione di almeno cinque spessi complessi deposizionali costituiti da arenarie in *facies* eolica, ad elevata componente carbonatica, intercalati con altrettanti paleosuoli contenenti resti di Mammiferi. Sulla base del contenuto faunistico e di confronti con altre situazioni stratigrafiche nel contesto regionale [25], nonché su base interpretativa di stratigrafia ciclica climatica [24], questa Formazione è stata attribuita al Pliocene superiore, non escludendo per la sua parte più alta l'appartenenza al Pleistocene inferiore.

Vulcaniti plioceniche

Sono rappresentate dalla copertura basaltica dell'altopiano del Sinis e da una struttura di *neck*, con propaggini laccolitiche, di basalto in *facies* doleritica localmente a struttura colonnare; esse costituiscono inoltre la copertura sommitale del promontorio di Capo San Marco.

Lo spessore di queste vulcaniti, che ricoprono i sedimenti alluvionali argilloso-quarzosi fortemente arrossati, è variabile raggiungendo al massimo circa 10 metri; datazioni radiometriche che ne stimano l'età in 3.12 ± 0.19 MA [26].

Nuovi dati testimoniano la presenza del basalto nel sottosuolo del Sinis; in tre sondaggi eseguiti sul versante meridionale dell'altopiano sono state attraversate delle vulcaniti che presumibilmente rappresentano delle propaggini dell'intrusione visibile

presso il Nuraghe S'Argara.

La stratigrafia del pozzo 110, eseguito nella parte bassa del versante orientale dell'altopiano del Sinis alla distanza di qualche chilometro dai precedenti, alla profondità di 50 metri dal piano di campagna, sotto una spessa coltre detritica ghiaioso-argillosa arrossata attraversa per circa 10 metri dei grossi blocchi di basalto boloso e con numerosi inclusi calcitici, in appoggio su sedimenti marnoso-calcarei della successione messiniana.

La posizione stratigrafica di questi banchi di basalti incontrati nei sondaggi, in particolare quella del pozzo 110 può essere, almeno preliminarmente, interpretata nel contesto stratigrafico-strutturale che individua i rapporti tra l'*Horst* del Sinis e la porzione settentrionale del *Graben* del Campidano, confermando la presenza tra queste due aree di una zona di faglia di importanza regionale ad andamento N-S, ma soprattutto contribuendo a localizzare con precisione la presenza un sistema di gradini di faglia che ribassano in modo progressivo le unità sedimentarie del Sinis nel bacino subsidente campidanese. A tale proposito, altre due stratigrafie chiariscono meglio i rapporti tettonici nell'area: la stratigrafia del sondaggio 25, eseguito poco più a nord del precedente, sempre lungo la zona di faglia, mostra i primi 40 metri costituiti da argille arrossate, sabbie e ghiaie tipiche di un ambiente di deposizione continentale e solo oltre i 40 metri di profondità mostra termini della successione marnoso-argillosa miocenica affiorante poco ad ovest. Un ulteriore sondaggio, eseguito a circa 1,5 km ad est del sondaggio 25, attraversa interamente, per circa 120 m, una successione sedimentaria detritica ghiaioso-sabbiosa arrossata in alternanza a banchi argillosi e siltosi di chiara origine continentale verosimilmente quaternaria o al più plio-quaternaria.

L'età radiometrica attribuita ai basalti del Sinis peraltro ben si accorda con i tempi che vedono l'impostarsi dell'importante fase tettonica distensiva nel corso del Pliocene medio responsabile dell'attivazione del processo di subsidenza del *Graben*.

Sedimenti marini e coperture continentali del Quaternario

I depositi quaternari sono rappresentati nel Sinis da sedimenti marini e continentali del Pleistocene medio-superiore e dell'Olocene [27].

Pleistocene

Le *facies* marine pleistoceniche, che nel loro avvicendamento seguono le alterne fasi deposizionali relative allo *stage* 5 della scala isotopica dell'ossigeno [28], rappresentano i prodotti della sedimentazione di *shoreface* e di spiaggia del Tirreniano e sono costituiti prevalentemente da arenarie, arenarie conglomeratiche e conglomerati fossiliferi (*Patella ferruginea*, *Conus testudinarius*, *Glycymeris glycymeris*, *Lithothamnium*) a ciottoli quarzosi, metamorfici e litici vari. Tali depositi, osservabili a quote comprese tra 0 e 5,40 m slm, interessano numerosi tratti della fascia costiera anche con estese coperture dunari di retrospiaggia; inoltre sono diffusamente presenti in *facies* lagunare o di mare protetto nelle aree interne più pianeggianti del Sinis [29]. Differenti generazioni di arenarie in *facies* eolica variamente arrossate, limi palustri debolmente cementati, a Gasteropodi

polmonati, crostoni calcarei di evaporazione e crostoni pedogenetici intercalati rappresentano i processi deposizionali in ambito continentale manifestatisi, anche con intermittenza, nel corso dell'intervallo di tempo Pleistocene-Olocene [29].

Olocene

I depositi olocenici sono rappresentati da sedimenti di spiaggia, prevalentemente sabbioso-ghiaiosi quasi esclusivamente quarzosi, altamente bioclastici nel tratto costiero settentrionale, e cordoni di retrospiaggia. Ancora diffuse placche debolmente cementate di limi calcarei a Gasteropodi polmonati (*Limnea*) nelle depressioni, depositi di pendio costituiti da brecce ad elementi basaltici sui versanti più acclivi dell'altopiano basaltico e l'esteso campo dunare di Is Arenas, nel settore nord-orientale del Sinis, ne completano il panorama.

ELEMENTI STRATIGRAFICI SIGNIFICATIVI DEDOTTI

Stratigrafie dei pozzi

Le stratigrafie relative a 59 sondaggi, distribuiti con buona omogeneità, consentono di ben delineare uno schema dell'assetto stratigrafico dell'intera regione. Per quanto concerne l'evoluzione cronologica della successione sedimentaria attraversata, si ritiene che l'interpretazione crono-bio-stratigrafica, dedotta dall'analisi dei materiali campionati in numerosi pozzi ed in particolare del pozzo 46 cui si è accennato nel precedente capitolo, possa essere estesa con buona attendibilità all'intera area indagata, anche sulla base degli elementi forniti dai termini geologici affioranti.

Per quanto concerne strettamente i caratteri fisici di tale successione, quali la costituzione litologica ed il suo spessore, la maggior parte delle stratigrafie documenta un'ampia continuità dell'assetto sedimentario e dei relativi caratteri litologici sia arealmente sia nei volumi, pur tenendo conto del variabile spessore dei livelli stratigrafici più alti determinato dall'erosione superficiale.

La successione attraversata per circa 120 m nei sondaggi del settore orientale, pur non essendo possibili correlazioni con dati in Letteratura specificatamente per l'assenza di campionature relative a quei livelli stratigrafici [13], con la natura dei suoi livelli detritico-argillosi e con gli evidenti caratteri deposizionali e di alterazione in ambito continentale, manifesta la sua chiara appartenenza alla porzione stratigraficamente più alta del sistema sedimentario del Graben del Campidano.

Nella successione sedimentaria del Sinis il livello conglomeratico detritico e carbonatico, alla base del quale in tre sondaggi è stato documentato il basamento andesitico oligo-miocenico, costituisce pressoché nell'intero Sinis l'unità basale di una successione di marne grigie e grigio-verdi più a meno argillose e/o sabbiose della potenza media di circa 80/85 m. Questa unità basale, prevalentemente costituita da sabbie quarzose fini e medie, ghiaie e ciottoli ad elementi clastici quarzosi e metamorfici ad elevato grado di arrotondamento, localmente mostra calcari bioermali ed abbondante

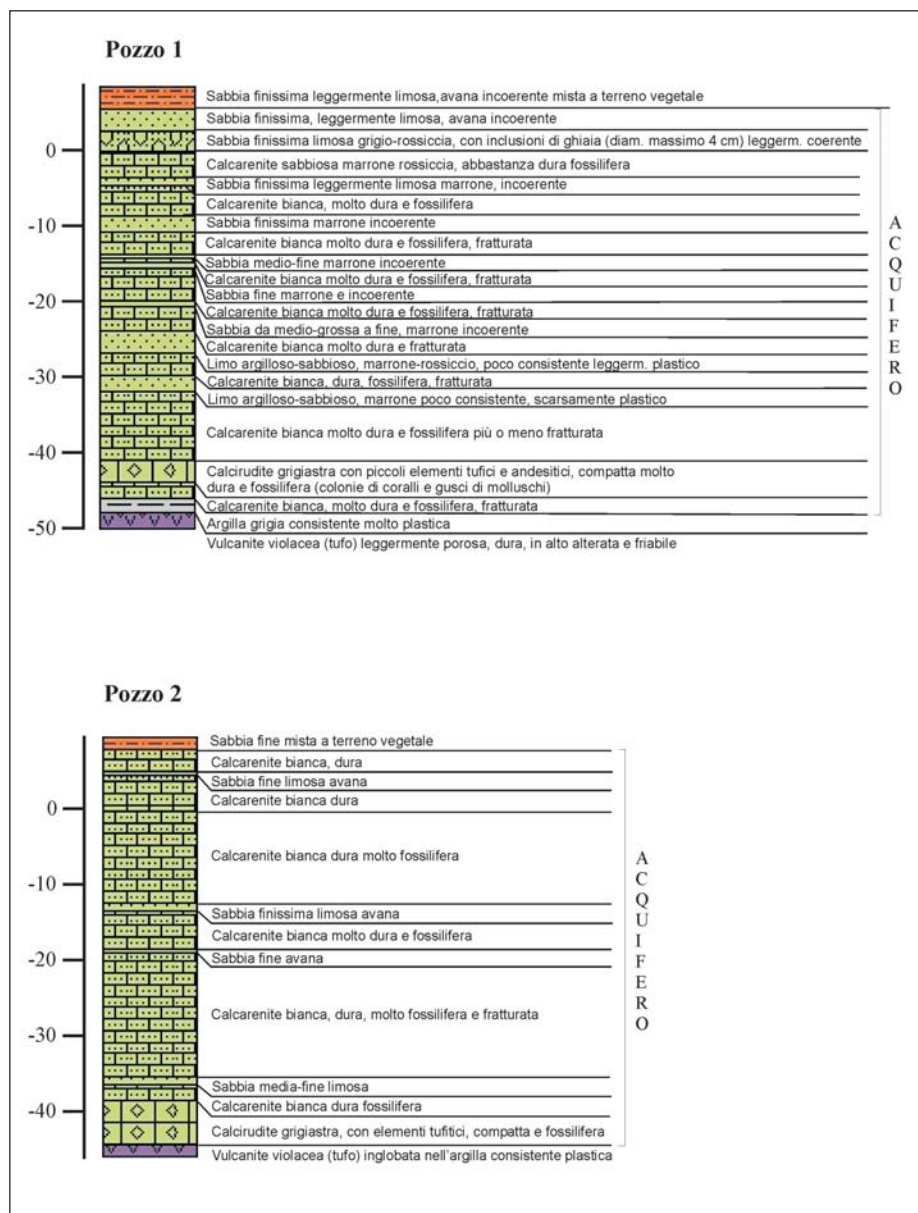


Figura 2. Colonne stratigrafiche dei pozzi.

presenza di Ostreidi, o particolari livelli clastici sciolti costituiti da sabbie e ghiaie ma con la rilevante presenza di ciottoli molto ben arrotondati di dimensioni fino a 25-30 cm, di natura quarzosa e metamorfica, ancora con presenza di Ostreidi di grossa taglia. Dato l'evidente carattere trasgressivo di tale unità, si ritiene che la variabilità del suo spessore

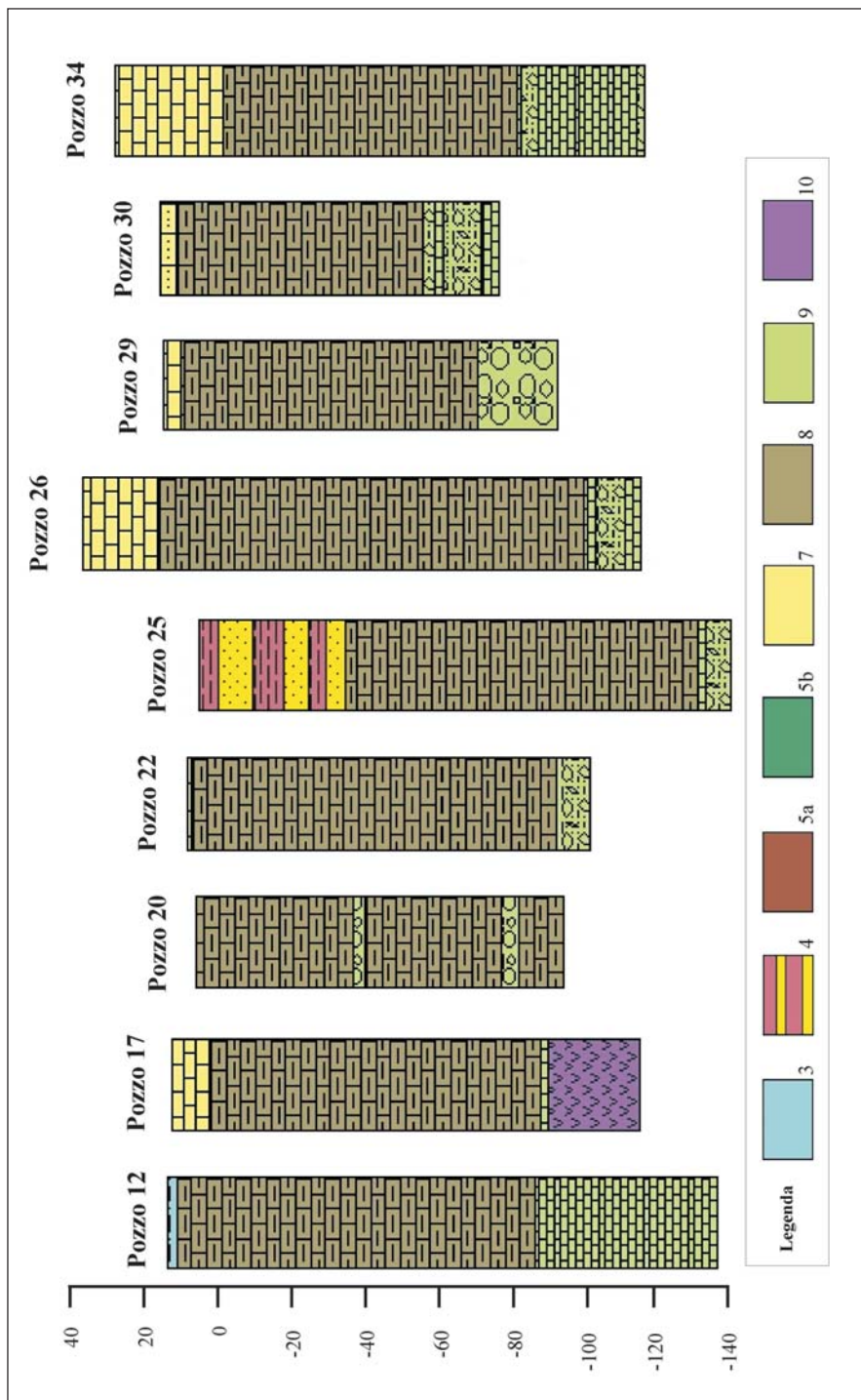


Figura 3. Colonne stratigrafiche dei pozzi e legenda.

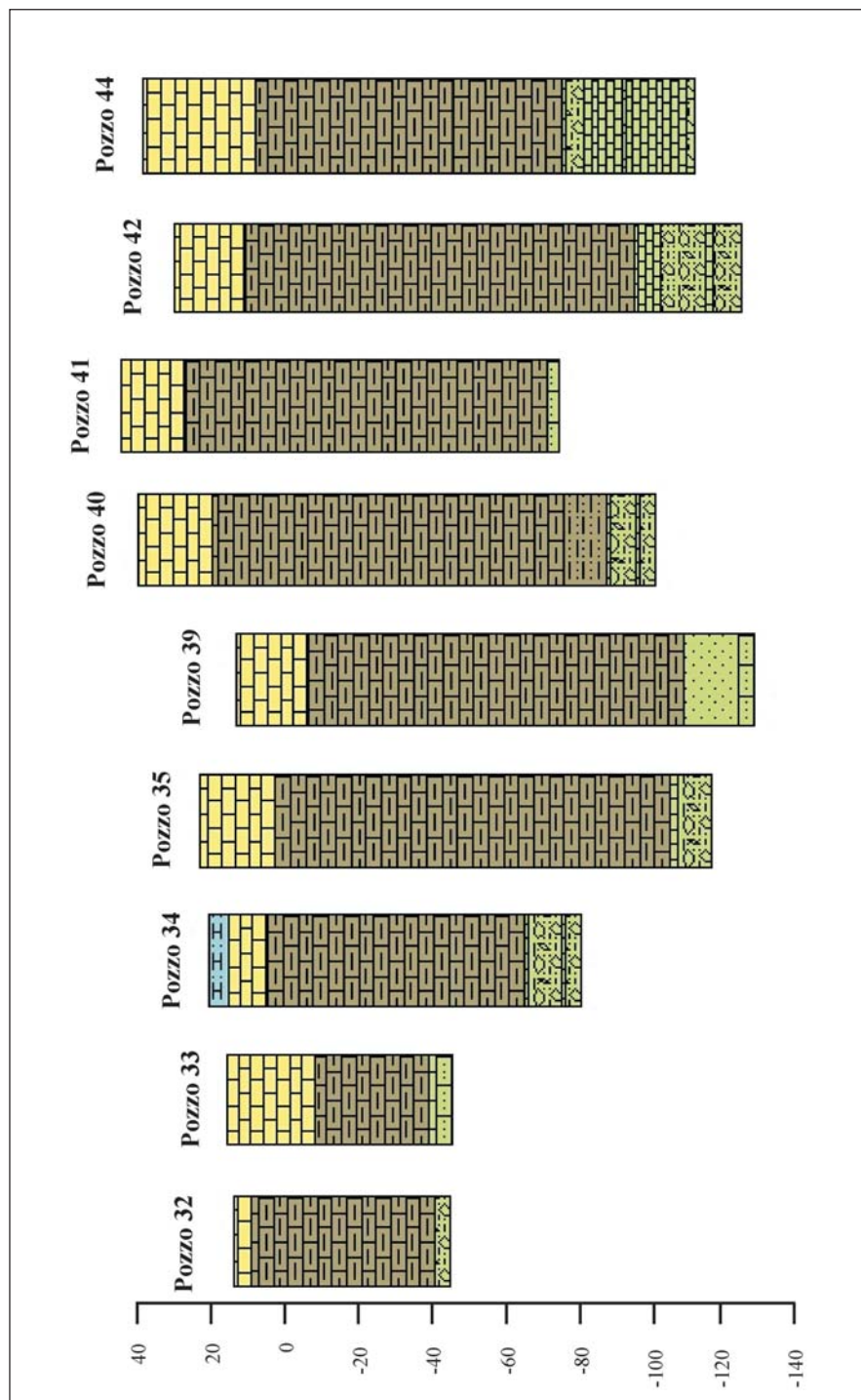


Figura 4. Colonne stratigrafiche dei pozzi.

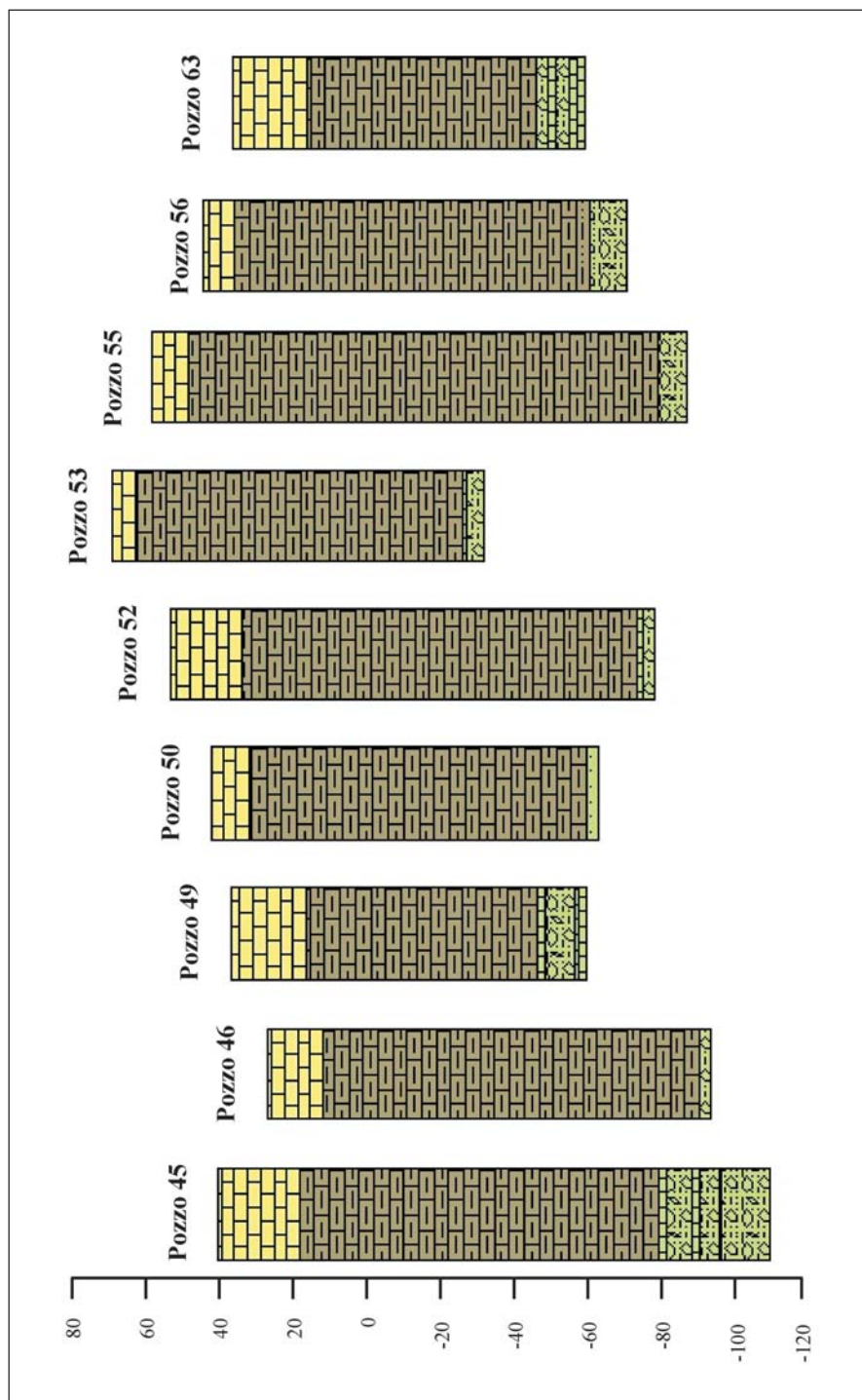


Figura 5. Colonne stratigrafiche dei pozzi.

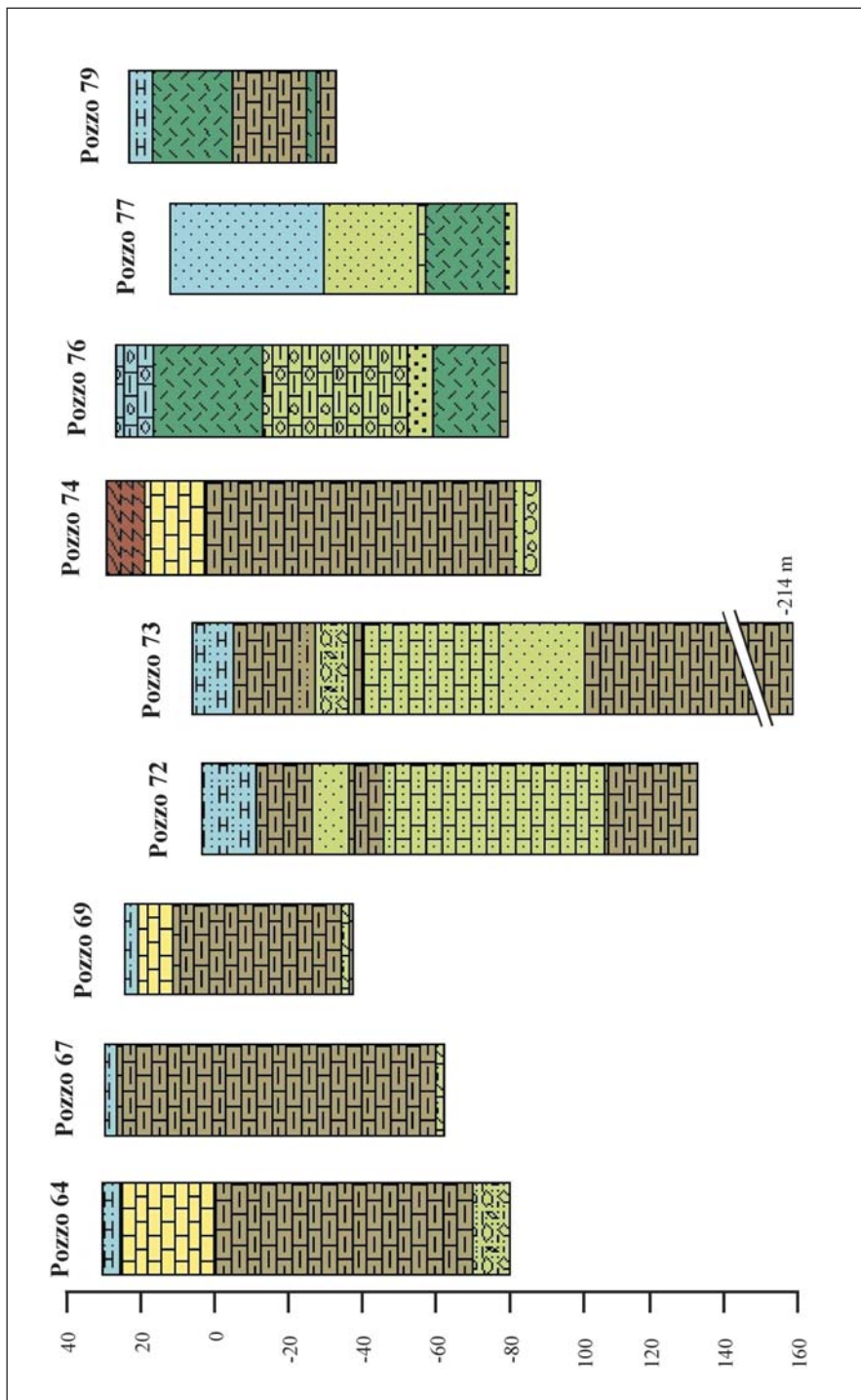


Figura 6. Colonne stratigrafiche dei pozzi.

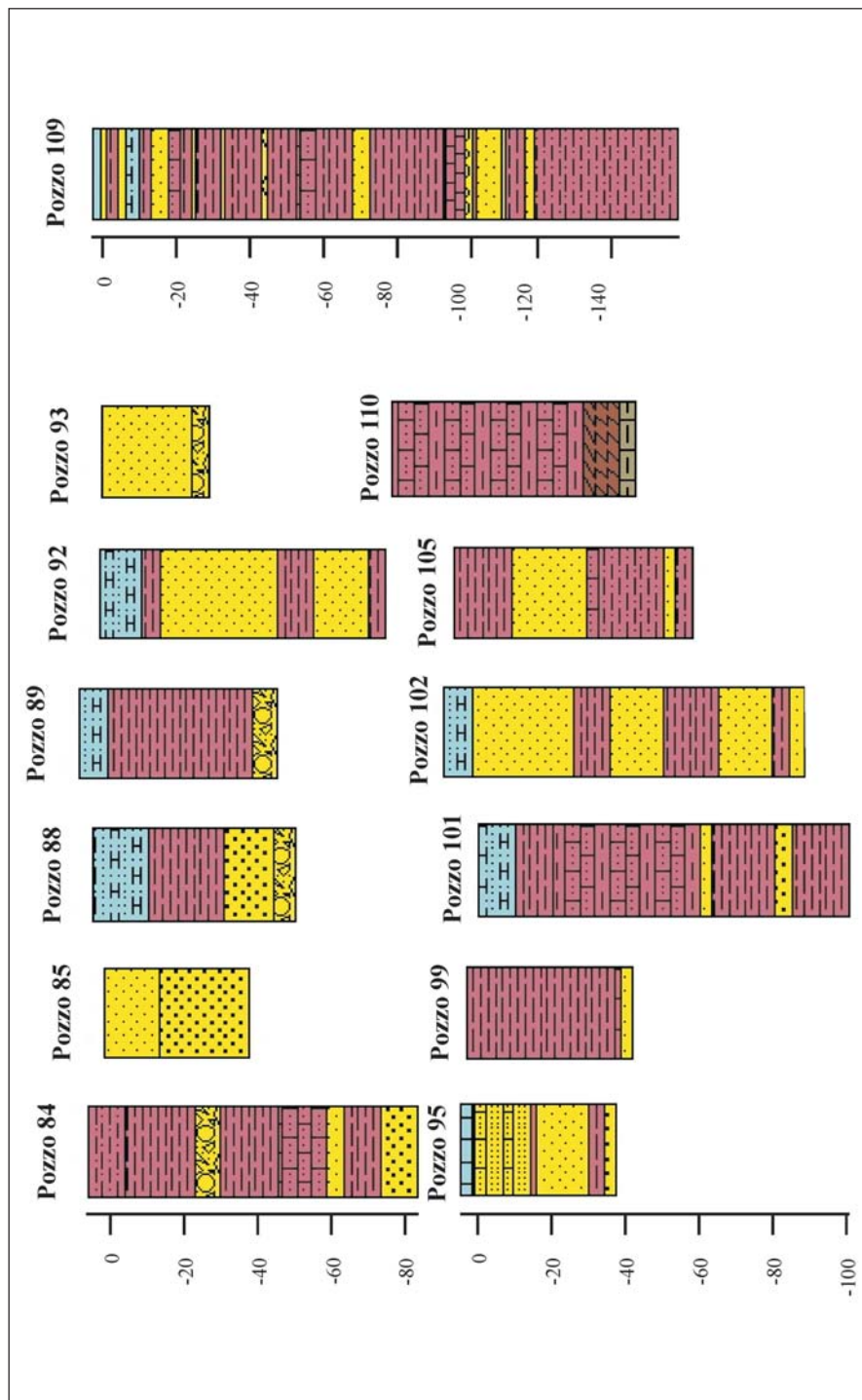


Figura 7. Colonne stratigrafiche dei pozzi.

e la natura litologica dei sedimenti siano strettamente dipendenti sia dalla morfologia sia dai contenuti litici del basamento strutturale e delle eventuali coperture sedimentarie già presenti.

Sopra i primi metri che mostrano un «mixing» sedimentario marnoso-sabbioso, la successione si sviluppa verso l'alto esclusivamente costituita da marne grigie e grigio-verdi, compatte, in genere finemente laminate, in alternanza con qualche livello decisamente argilloso nella parte media del suo sviluppo. La parte alta appare francamente marnosa ed infine marnoso-sabbiosa, al passaggio con i litotipi appartenenti alla sub-unità inferiore della successione messiniana riconosciuta in affioramento.

La rappresentazione grafica schematica dei sondaggi è illustrata nelle figure 2, 3, 4, 5, 6, 7; i simboli cromatici in figura 3 indicano i Complessi idrogeologici così come definiti ed elencati nel capitolo successivo e rappresentati nella Carta Idrogeologica: 3: *complesso arenaceo - calcarenitico - conglomeratico*; 4: *complesso sabbioso - ghiaioso - argilloso*; 5a: *complesso dei basalti in colata*; 5b: *complesso dei basalti in facies doleritica*; 7: *complesso calcareo - marnoso - arenaceo*; 8: *complesso marnoso - argilloso*; 9: *complesso calcareo - conglomeratico - sabbioso - ghiaioso*; 10: *complesso delle andesiti e dei tufi*.

IDROGEOLOGIA

Complessi idrogeologici

Nella successione litostratigrafica individuata sono stati definiti dieci complessi idrogeologici. Con questa definizione si intende un insieme di unità litologiche che possiedono unità spaziale e giaciturale, un tipo di permeabilità prevalente comune e un grado di permeabilità relativa che si mantiene in un campo di variazione piuttosto ristretto [30].

- 1) **Complesso sabbioso** (*permeabilità elevata per porosità*):
 - sabbie dunari e di spiaggia.
- 2) **Complesso limoso - calcareo - sabbioso - argilloso** (*permeabilità medio-bassa per porosità*):
 - limi e crostoni calcarei palustri e di stagno;
 - crostoni calcarei e arenacei di evaporazione e di pedogenesi, sabbie argillose e ciottolose alluvionali a clasti di quarzo, scisti cristallini e granito.
- 3) **Complesso arenaceo - calcarenitico - conglomeratico** (*permeabilità medio-alta per porosità*):
 - arenarie eoliche e marine, conglomerati marini e lagunari;
 - calcareniti e arenarie eoliche appartenenti alla Formazione di Capo Mannu.
- 4) **Complesso sabbioso - ghiaioso - argilloso** (*permeabilità medio-alta per porosità*):
 - sabbie e ghiaie alluvionali in alternanza con argille e limi e rari calcari o arenarie.
- 5) **Complesso dei basalti** (*permeabilità medio-bassa per fessurazione*):

- basalti (a) e basalti in facies doleritica (b).
- 6) Complesso calcareo - dolomitico (*permeabilità medio-alta per fessurazione*):
 - calcari dolomitici vacuolari più o meno intensamente brecciati appartenenti alla Formazione di Torre del Sevo.
- 7) Complesso calcareo - marnoso - arenaceo (*permeabilità medio-bassa per porosità*):
 - calcari cristallini e marne di deposizione chimica appartenenti alla Formazione dei Calcari laminati del Sinis;
 - arenarie marnose a Balanidi e Pettinidi.
- 8) Complesso marnoso - argilloso (*permeabilità scarsa per porosità*):
 - argille marine a Molluschi;
 - argille marnoso-siltose grigio-giallastre, con banchi calcarei organogeni intercalati, appartenenti alla Formazione di Capo S. Marco;
 - marne argillose grigie piritose.
- 9) Complesso calcareo - conglomeratico - sabbioso - ghiaioso (*permeabilità medio-alta per porosità, fessurazione e carsismo*):
 - calcareniti a grandi Ostreidi, Pettinidi e Balanidi, fessurate o cavernose, sovente in strati spessi al massimo un metro in alternanza con sabbie e ghiaie di natura quarzosa, metamorfica e ignea, ad elevato grado di arrotondamento, di dimensione granulometrica variabile fino a 25-30 cm, oppure in alternanza con conglomerati delle stesse ghiaie e sabbie; talvolta presenti le sole calcareniti fossilifere.
- 10) Complesso delle andesiti e dei tufi (*permeabilità scarsa per fessurazione*):
 - andesiti e relativi tufi.

Geometria degli acquiferi profondi

Sulla base delle stratigrafie dei pozzi e dei caratteri idrogeologici generali dell'area, sono stati localizzati due acquiferi di una certa importanza corrispondenti al Complesso sabbioso - ghiaioso - argilloso quaternario e al Complesso calcareo - conglomeratico - sabbioso - ghiaioso miocenico.

Il primo costituisce un acquifero multistrato in cui livelli sabbioso-ghiaiosi di elevata permeabilità si intercalano a strati argilloso-limosi, più raramente calcarei o arenacei, impermeabili o semipermeabili. Si tratta della parte sommitale del complesso alluvionale plio?-pleistocenico che colma il *Graben* del Campidano [2] e il cui spessore è dell'ordine di 150 metri. Il limite inferiore dell'acquifero non è ben definito e passa gradualmente ad un complesso argilloso sottostante, che include alcuni strati sabbioso-ghiaiosi sovente permeati da acque salmastre.

Ad ovest il complesso è chiuso da un limite di tamponamento costituito dal sistema di faglie che, con direzione circa nord-sud, ha dislocato il Sinis costituendolo come un pilastro tettonico rispetto al *Graben* del Campidano. Nei profili AA', BB' e CC' (vedi Carta Idrogeologica allegata), si evidenzia il complesso sabbioso - ghiaioso - argilloso a contatto laterale con le marne mioceniche di permeabilità praticamente nulla.

Il complesso calcareo - conglomeratico - sabbioso - ghiaioso («Complesso del

Sinis»), omogeneo e con variazioni di facies laterali, sovrastato da marne argillose potenti mediamente 85 metri, è sede di una falda confinata che si estende per quasi tutto il Sinis, a ovest della suddetta faglia. Nel settore compreso tra lo Stagno di Sa e' Proccus, Costa Atzori e Is Arenas in cui l'acquifero è costituito da calcareniti fratturate alternate a sabbie, la falda non è in pressione.

In media l'acquifero viene intercettato a $-75/-80$ m e si approfondisce fino a -132 in corrispondenza della faglia; il tetto dell'acquifero si trova ad una profondità compresa tra -26 m (pozzo 53) e -132 m (pozzo 25 – profilo BB'). Il suo limite inferiore è generalmente costituito dalle andesiti e i tufi oligo-miocenici che costituiscono il basamento del Sinis e che sono state rinvenute precisamente a -90 metri nel pozzo 17 (profili AA' e DD'); talvolta il substrato impermeabile è rappresentato dai livelli marnosi della successione miocenica, come risulta dalle stratigrafie dei pozzi 20, 21 (siti in località Monte Palla) e 70, 72, 73 (in località Preisinnis).

Come si è già fatto rilevare e come risulta ben evidente nei profili AA', BB' e CC', l'acquifero è separato lateralmente dal complesso del Campidano da un sistema di faglie, per cui le acque circolanti nell'acquifero quaternario non interferiscono con il corpo idrico del complesso miocenico, essendo tamponate dalle argille presenti ad oltre 150 metri di profondità nel complesso quaternario. Una conferma di ciò si ha dalla marcata differenza dei livelli piezometrici nei due sistemi e dai risultati della prova di emungimento del pozzo 25.

Piezometria

Per la ricostruzione della morfologia delle falde profonde del Sinis sono stati misurati i livelli di 96 pozzi ubicati tra Is Arenas a nord, la parte settentrionale dello stagno di Cabras a est e il Capo S. Marco a sud.

A causa del condizionamento dei pozzi eseguito in maniera approssimativa, le falde più superficiali presenti nelle intercalazioni calcaree e ghiaiose delle marne argillose grigie vengono messe in comunicazione con la falda profonda, esponendo la falda principale a rischio di inquinamento da pesticidi e fertilizzanti o da acque molto saline.

I livelli piezometrici di tutti i pozzi interessanti le falde profonde del Sinis sono stati misurati in tre periodi dell'anno, nei mesi di marzo, agosto e dicembre 2001; dall'elaborazione di tali misure è stata redatta una carta delle isopiezometriche, con equidistanza di un metro.

Per quanto concerne il corpo idrico del sistema acquifero miocenico, la forma delle isopieze delinea due grandi coni di emungimento, uno dei quali si interrompe in corrispondenza dell'area di faglia. I livelli piezometrici si attestano tutti sotto il livello del mare raggiungendo il punto di minore quota presso il pozzo n° 26 (-16.25 metri), nelle vicinanze del quale il pozzo n° 25 era stato sottoposto ad emungimento continuo per tutta l'estate del 2001, fino al giorno antecedente la misura.

Per le ragioni più volte esposte, il cono non si propaga nel sistema acquifero situato ad est della faglia, ad ulteriore prova che non esistono importanti interferenze tra i due

acquiferi.

Un altro cono di emungimento è localizzato verso sud, con il centro in corrispondenza di un pozzo (non visibile in carta) che alimenta l'abitato in località Funtana Meiga.

Le isopieze nel settore nord della carta appaiono regolarmente spaziate (gradiente idraulico $\cong 5\%$), e tendono a distanziarsi ulteriormente (gradiente idraulico $\cong 4\%$) verso nord-ovest, ad indicare un aumento di permeabilità in tale direzione. Verso sud-ovest l'andamento delle isopiezometriche è ipotetico, in quanto basato sui dati di un numero esiguo di pozzi.

Le curve relative ai mesi di marzo e dicembre non sono riportate sulla carta per l'oggettiva difficoltà di rappresentarle correttamente a causa dell'andamento decisamente pianeggiante della superficie topografica e delle differenze di livello piezometrico molto limitate corrispondenti ad una falda orizzontale. Si è però potuto constatare che i livelli rilevati nel mese di marzo, che rappresentano la massima escursione della falda, si attestano a quota molto prossima al livello del mare.

Le escursioni piezometriche rilevate tra marzo ed agosto sono state in alcuni punti di 15 m, a causa dei forti prelievi effettuati durante il periodo estivo.

Nel settore campidanese, le piezometrie rilevate nella falda in pressione indicano una direzione di deflusso da nord-nord ovest a sud-sud est. I livelli piezometrici oscillano tra +6,25 e -1,69 m rispetto al livello del mare. L'escursione della superficie isopiezometrica tra marzo e dicembre è di circa un metro, mentre la morfologia si mantiene inalterata.

Il gradiente idraulico è circa il 3.8‰ e diminuisce fino all'1.8‰ nel periodo estivo, nella zona prossima allo stagno di Cabras.

Area di alimentazione delle falde

Identificare l'area di alimentazione della falda inserita nell'acquifero miocenico non è molto agevole poiché, trattandosi di una falda in pressione localizzata in un territorio con acclività poco accentuata e sottoposta ad emungimenti pressoché ininterrotti, dalle relative isopiezometriche non è stato possibile delineare una morfologia chiara. Tuttavia si può ipotizzare un'ubicazione individuabile in parte nel complesso vulcanico del Montiferru, in parte nei sedimenti profondi del *Graben* del Campidano da cui risalirebbero, attraverso il sistema di faglie, acque con evidenti caratteri termali.

Il primo assunto (Montiferru) nasce dall'osservazione dell'assetto strutturale della regione, in quanto è noto che nel sottosuolo del sistema dunare di Is Arenas esistono falde profonde in pressione circolanti in unità mioceniche, come risulta dalle stratigrafie di due pozzi perforati nel settore nord-orientale di tale sistema, presso il Rio Pischinappiu, le cui falde circolano in livelli sabbiosi e calcarei fossiliferi e sono messe in pressione da livelli marnosi e argillosi.

In quest'ultima località la falda, confinata dalle marne argillose potenti sino a 160 metri e da un banco calcarenitico fossilifero potente 18 metri, transita in un livello costituito da sabbie quarzose medio-grosse; il substrato impermeabile di questo acquifero

è ancora una volta costituito dalle vulcaniti oligo-mioceniche. Tali falde sono con buona probabilità quelle che alimentano i pozzi 1 e 2 in località Benetudi. Nel Montiferru esiste un'attiva circolazione sotterranea anche nei basalti, che sono molto permeabili; al contrario le ignimbriti, le andesiti e i tufi oligo-miocenici sono praticamente impermeabili e dovrebbero rappresentare nel complesso vulcanico il substrato impermeabile degli acquiferi profondi; ugualmente, nel Sinis, le stesse vulcaniti calco-alcaline costituiscono il basamento impermeabile dell'acquifero contenuto entro i sedimenti miocenici.

Considerando che il sistema di faglie di direzione nord-sud costituisce un limite di tamponamento per i due complessi idrogeologici da essa separati, l'unica via di transito per l'acqua parrebbe individuarsi nel settore settentrionale del Sinis; in tali condizioni la falda, in equilibrio con la pressione atmosferica dalla località Benetudi fino a Costa Atzori, circolerebbe in direzione ovest e sud-ovest messa successivamente in pressione dalle marne argillose.

È inoltre da segnalare un apporto di acque termali con le quali le acque meno profonde provenienti dal Montiferru potrebbero miscelarsi. L'area in cui si individua un'alimentazione profonda è rappresentata dalla parte meridionale del Sinis, in località Sa Roia Traversa e Preisinnis, dove le acque analizzate presentano il chimismo tipico delle acque molto profonde.

Per quanto concerne l'area di alimentazione della falda del Campidano, è noto [2] che il deflusso nel *Graben* avviene verso il Golfo di Oristano, in direzione nord-sud all'estremità settentrionale della piana ed est-ovest nella parte orientale; il fiume Tirso alimenta l'acquifero multistrato costituito dal complesso alluvionale da esso stesso depositato.

Anche nell'acquifero quaternario è stato accertato un miscelamento con le acque di provenienza profonda, non solo nei pozzi ubicati in prossimità dell'area tettonizzata ma anche in quelli distanti alcuni chilometri, come nel caso del pozzo 104 in località Bachili Bertula, nel quale è stata misurata una temperatura di 22°C.

Prove di emungimento

Per determinare le caratteristiche dei pozzi sono state eseguite alcune prove di emungimento in regime di equilibrio, ed avendo la possibilità di utilizzare dei pozzi di osservazione con le stesse prove sono stati determinati i parametri idrodinamici della falda.

Il pozzo 34, ubicato in località Sa Chea sa Feurra ad una quota di 20 m s.l.m. e la cui stratigrafia è riportata nella figura 4, ha una profondità totale di 100 m ed è rivestito con tubi in ferro del diametro di 250 mm; la camicia è fenestrata nel tratto di foro compreso tra 88 m e il fondo-pozzo e la pompa è situata a 66 m di profondità.

La prova è stata eseguita il 26/9/2001. Il livello statico si trovava ad una profondità di 26,44 m dal piano di campagna e come piezometro è stato utilizzato il pozzo n° 30, distante dal primo 171 metri (livello statico: 24,61 m).

I dati della prova sono riportati nella tabella 1.

Tabella 1

Q (m^3/s)	Δ pozzo 34 (m)	Q/Δ ($m^3/s \cdot m$)	Δ/Q ($s \cdot m / m^3$)	Δ piez. 30 (m)
0,0014	4,56	0,000305	3280,6	0,49
0,0027	8,03	0,000335	2985,1	0,8
0,0038	10,88	0,000347	2885,9	1,06
0,0050	14,19	0,000354	2826,7	1,32

La curva caratteristica del pozzo (figura 8) mostra una proporzionalità diretta tra portate e abbassamenti, tipica di una falda in pressione con deboli abbassamenti. In queste condizioni non è possibile valutare la portata critica, di norma il pozzo viene sfruttato con portate intorno ai 10 l/s.

Il grafico Portate specifiche-Abbassamenti (figura 9) dovrebbe risultare una retta parallela all'asse delle ordinate ma a causa delle infiltrazioni, lungo la camicia, dalla falda freatica sovrastante, i primi due punti risultano anomali. Per la stessa ragione non si è potuto prendere in considerazione il quinto gradino, in quanto la percolazione di grande quantità d'acqua disturbava il freatimetro.

Ovviamente, anche nel grafico Portate-Abbassamenti specifici (figura 10) i primi due punti non sono in linea rispetto all'andamento orizzontale che dovrebbero avere.

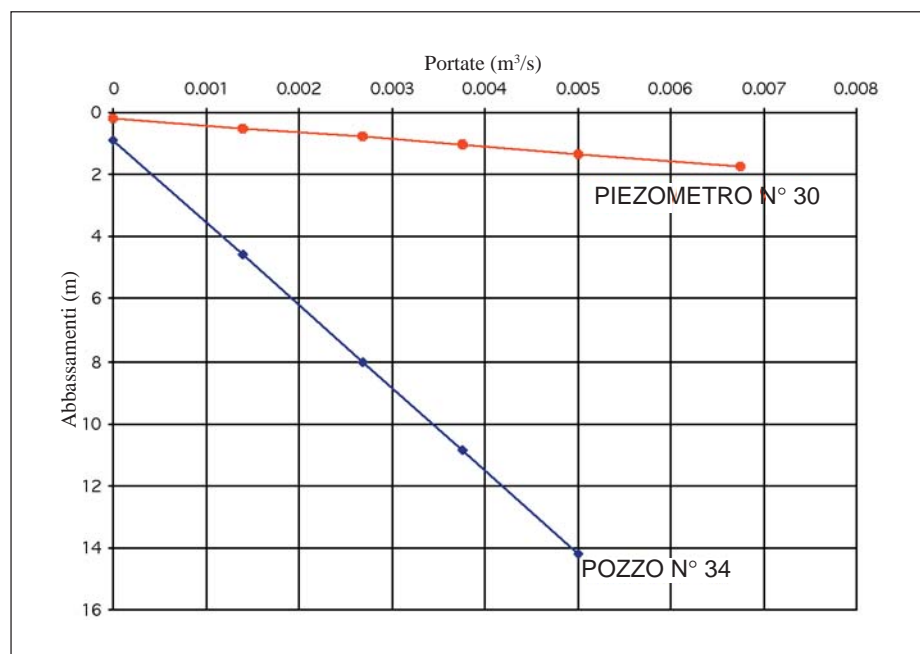


Figura 8. Curve caratteristiche del pozzo n° 34 e del piezometro n° 30 .

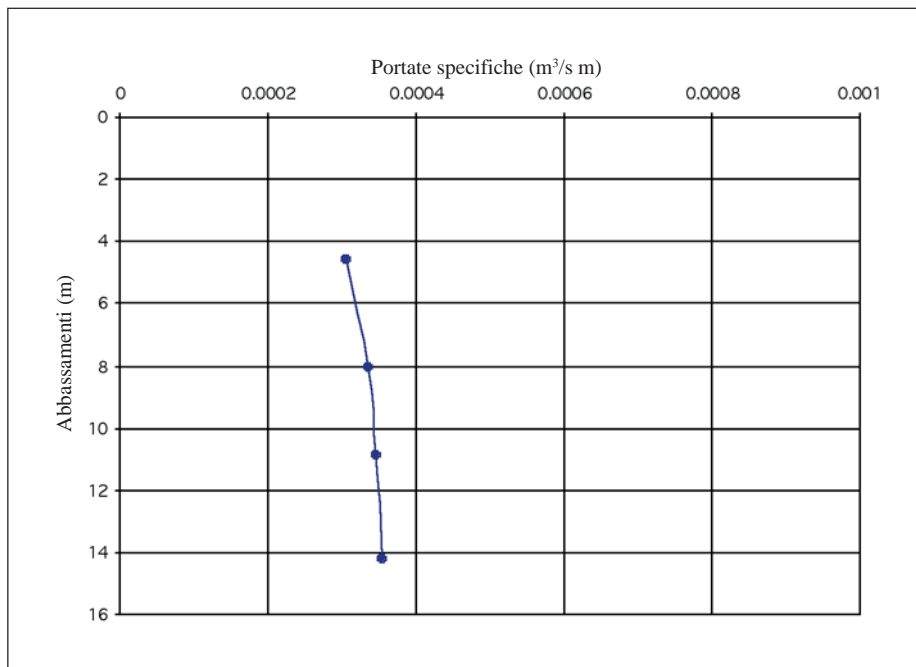


Figura 9. Curva Portate specifiche – Abbassamenti del pozzo n° 34.

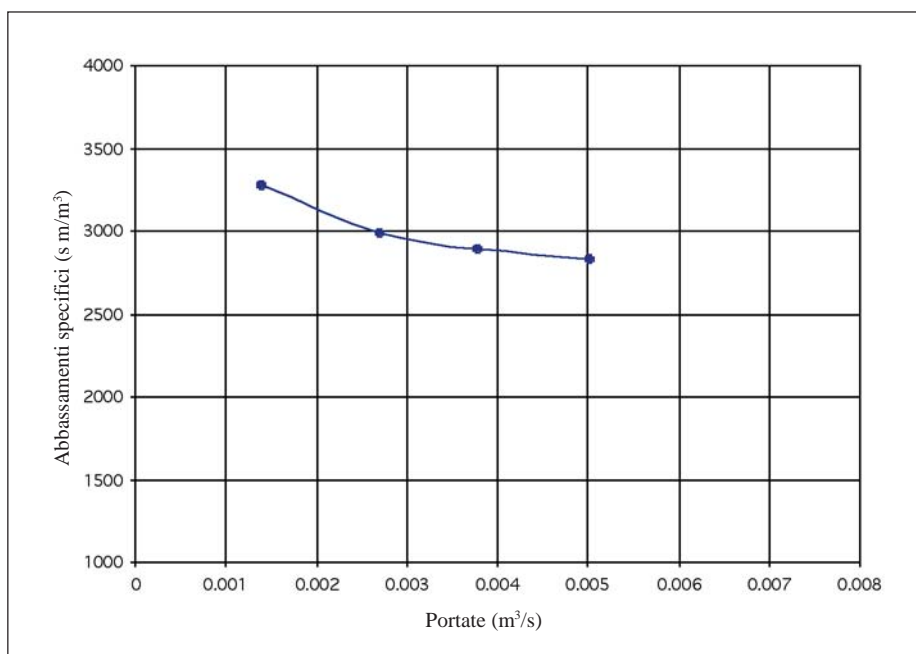


Figura 10. Curva Portate – Abbassamenti specifici del pozzo n° 34.

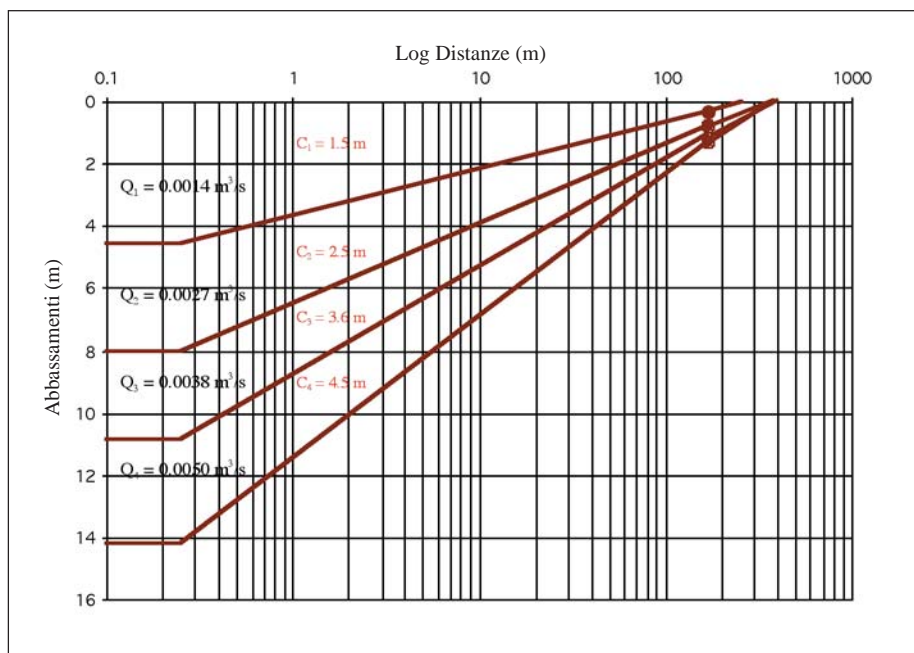


Figura 11. Curve Log distanze – Abbassamenti pozzo n° 34 - piezometro n° 30.

Nel grafico Log distanze – Abbassamenti (figura 11) ciascuna retta è l'espressione lineare della curva del cono di depressione corrispondente alla portata di pompaggio. Pertanto si è ricavato il Raggio d'azione teorico del pozzo che è pari a 325 m.

L'esistenza di un regime di deflusso quasi permanente permette la determinazione della Trasmittività T secondo la relazione di Dupuit:

$$T = \frac{0.366Q}{c}$$

Per ciascun gradino di portata sono stati ottenuti i seguenti valori di Trasmittività:

$$\text{1° gradino : } T = \frac{0.366 \cdot 0.001039}{1.5} = 3.39 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 / \text{s}$$

$$\text{2° gradino : } T = \frac{0.366 \cdot 0.00269}{2.5} = 3.94 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 / \text{s}$$

$$\text{3° gradino : } T = \frac{0.366 \cdot 0.00377}{3.6} = 3.83 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 / \text{s}$$

$$\text{4° gradino : } T = \frac{0.366 \cdot 0.00502}{4.5} = 4.08 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 / \text{s}$$

L'acquifero è perciò caratterizzato da una Trasmissività media di $3.81 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$.

La curva caratteristica del piezometro (in rosso nella figura 8) è stata costruita con tutti e cinque i gradini di portata. Il livello piezometrico nel pozzo d'osservazione si abbassa già dopo mezz'ora dall'inizio del pompaggio, nonostante la distanza notevole dal pozzo, ad indicare la buona permeabilità del mezzo. I risultati delle prove effettuate nel pozzo n° 20, con l'ausilio di un piezometro posto a 367 metri e nel pozzo n° 25, con piezometro a 474 metri, confermano queste deduzioni.

Il pozzo n° 20 è situato in località Matta Arbadas alla quota di 6,5 metri s.l.m., ha una profondità totale di 100 metri ed è fenestrato tra 43 e 46 m e tra 83 e 88 m. La pompa è posta ad una profondità di 40 m. Il livello statico era di 26,44 m dal boccapozzo. Il pozzo è completo. Si veda la stratigrafia in figura 3.

Il pozzo di osservazione è il n° 19, si trova a una distanza di 367 metri ed ha una profondità anch'esso di 100 m. Il suo livello statico era di 10,26 m.

La prova a gradini è stata eseguita il 18/10/2001, i dati desunti sono riportati nella tabella 2.

Tabella 2

$Q \text{ (m}^3/\text{s)}$	$\Delta \text{ pozzo 20 (m)}$	$Q/\Delta \text{ (m}^3/\text{s} \cdot \text{m)}$	$\Delta/Q \text{ (s} \cdot \text{m}^3/\text{m}^3)$	$\Delta \text{ piez. 19 (m)}$
0,0010	1,53	0,000686	1457,1	0,08
0,0025	2,90	0,000852	1174,1	0,27
0,0041	4,51	0,000902	1100,0	0,49
0,0063	6,83	0,000930	1075,6	0,75

La curva caratteristica del pozzo (figura 12), anche in questo caso, è rappresentativa di una falda in pressione con abbassamenti contenuti.

Nel grafico Portate specifiche – Abbassamenti (figura 13) i primi due punti risultano spostati verso sinistra rispetto all'allineamento dei due successivi, ed anche nel grafico Portate – Abbassamenti specifici (figura 14), i primi due punti risultano spostati rispetto all'allineamento orizzontale.

La giustificazione di queste anomalie può risiedere nel fatto che la falda confinata presente tra 43 e 46 m influenza gli abbassamenti alle portate più basse; con portate più elevate, prevalgono i prelievi dalla falda più profonda.

Le Trasmissività calcolate per ciascun gradino di portata risultano:

$$\text{1}^\circ \text{ gradino : } T = \frac{0.366 \cdot 0.00105}{0.5} = 7.69 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 / \text{s}$$

$$\text{2}^\circ \text{ gradino : } T = \frac{0.366 \cdot 0.00247}{0.4} = 2.26 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 / \text{s}$$

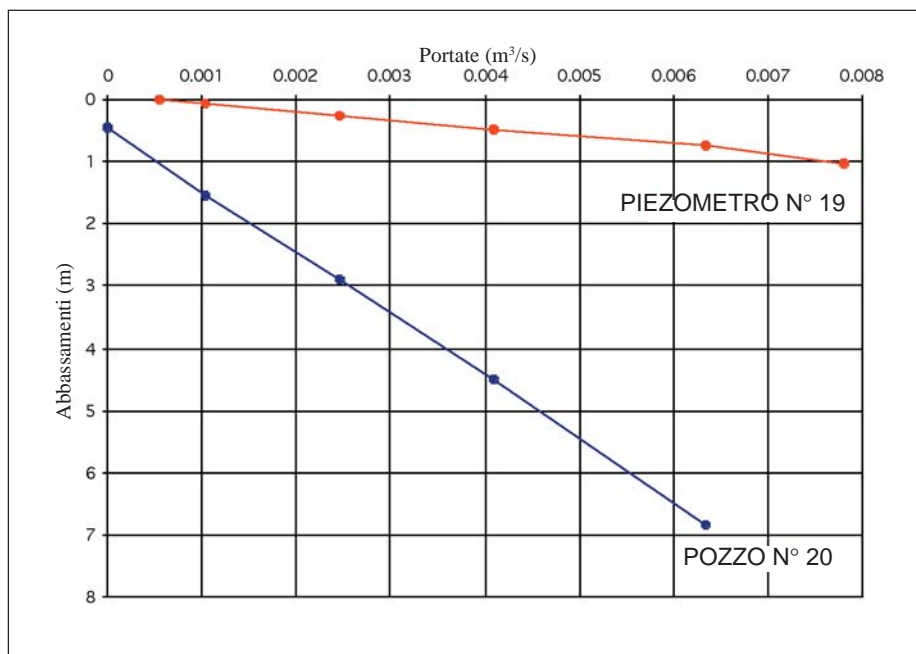


Figura 12. Curve caratteristiche del pozzo n° 20 e del piezometro n° 19.

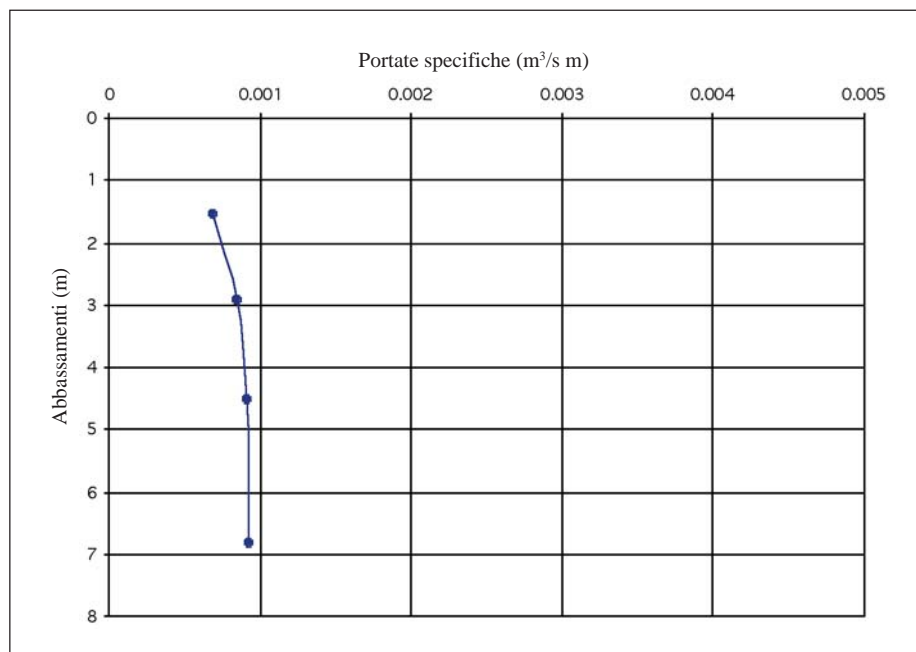


Figura 13. Curva Portate specifiche - Abbassamenti del pozzo n° 20.

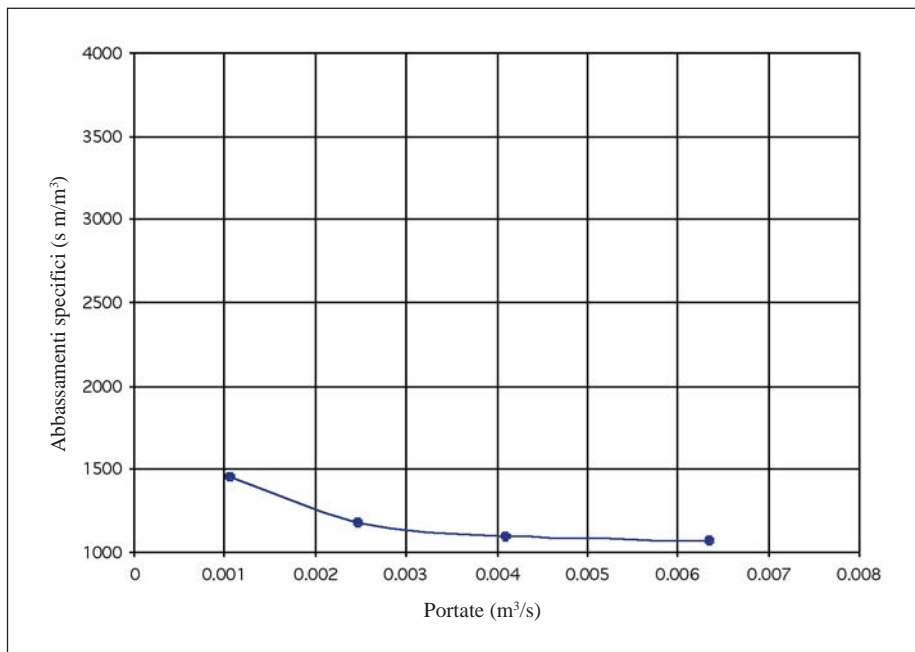


Figura 14. Curva Portate – Abbassamenti specifici del pozzo n° 20.

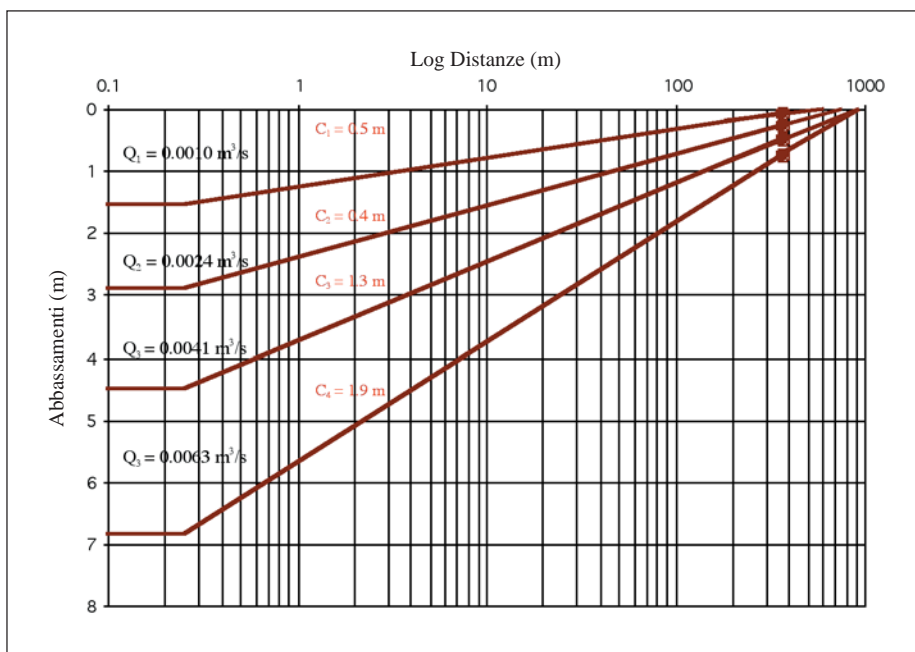


Figura 15. Curve Log distanze – Abbassamenti pozzo n° 20 - piezometro n° 19.

$$\text{3° gradino : } T = \frac{0.366 \cdot 0.00410}{1.3} = 1.15 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 / \text{s}$$

$$\text{4° gradino : } T = \frac{0.366 \cdot 0.00635}{1.9} = 1.22 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 / \text{s}$$

Poiché il raggio d'azione si stabilizza nel terzo e nel quarto gradino (figura 15), si può assumere che la Trasmissività media sia pari a $1.20 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$, per un raggio d'azione di 880 metri.

Il valore della Trasmissività pertanto è maggiore di quasi un ordine di grandezza rispetto a quello determinato per il pozzo n° 34.

Il piezometro anche in questo caso risente immediatamente dell'emungimento nonostante la distanza notevole (367 metri) dal pozzo di prova. Poiché lo spessore dell'acquifero è di soli 5 metri, è molto elevato il valore del coefficiente di permeabilità; si tratta infatti di un acquifero ghiaioso, privo di elementi fini, costituito da ciottoli di origine metamorfica ben arrotondati di diametro fino a 25 cm, appartenente al complesso miocenico.

Il pozzo n° 25 è ubicato in località Sa Marigosa ad una quota di 5 m s.l.m., ha una profondità totale di 146 m, è fenestrato nel tratto di foro compreso tra 137 m ed il fondo.

Le falde presenti nei primi 40 metri di profondità appartenenti agli acquiferi del Campidano sono state isolate, per cui il pozzo è alimentato esclusivamente dalla falda giacente nel Complesso del Sinis. Si veda la stratigrafia del pozzo in figura 3. Il livello statico era di 26,44 m dal boccapozzo.

Poiché il pozzo si trova in corrispondenza del sistema di faglie, sono stati utilizzati due pozzi di osservazione:

- il pozzo n° 26, profondo 150 m, posto a ovest di tale sistema, a una distanza di 474 m dal pozzo di prova. (profilo BB');
- il pozzo n° 98, profondo 80 m, sito a una distanza di 291 m ad est rispetto al pozzo di prova.

La prova a gradini, eseguita il 24/1/2002, ha avuto la durata totale di 6h 30', comprendendo anche le misure di risalita.

I dati della prova sono riportati nella tabella 3.

Tabella 3

Q (m^3/s)	Δ pozzo 25 (m)	Q/Δ ($\text{m}^3/\text{s} \cdot \text{m}$)	Δ/Q ($\text{s} \cdot \text{m}/\text{m}^3$)	Δ piez. 26 (m)	Δ piez. 98 (m)
0.00185	0.57	0.0032	308.1	0.02	0
0.00412	1.32	0.0031	320.4	0.07	0
0.00897	3.04	0.0030	338.9	0.20	0
0.0150	5.96	0.0025	397.3	0.43	0
0.0183	9.32	0.0020	509.3	0.67	

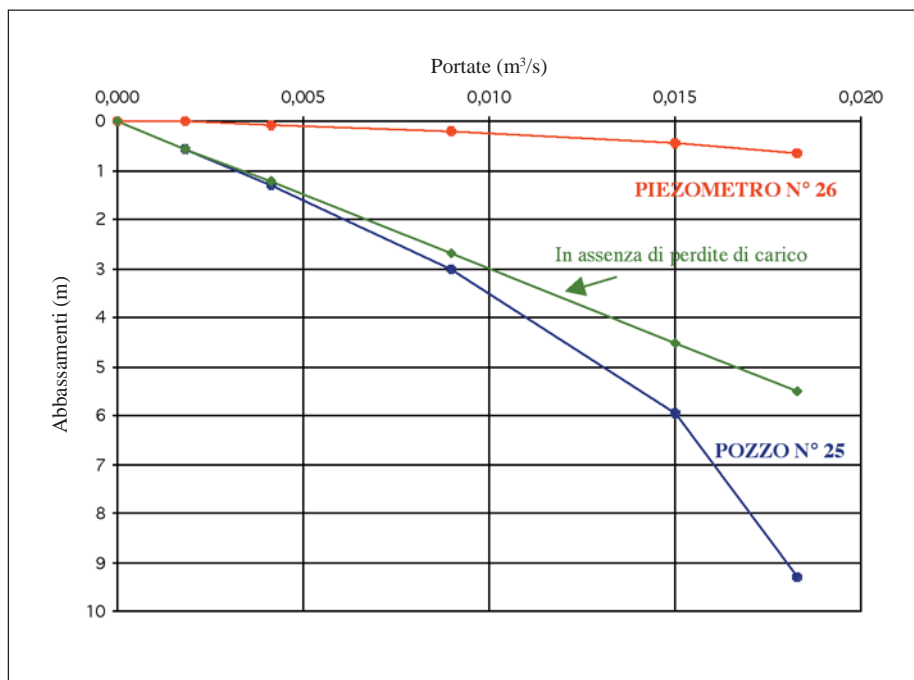


Figura 16. Curve caratteristiche del pozzo n° 25; senza perdite di carico, e del piezometro n° 26.

La curva caratteristica del pozzo (figura 16) è una parabola di secondo grado tipica di una falda in pressione con abbassamenti importanti. La funzione che la descrive è la seguente:

$$\Delta = 306 Q + 94958 Q^{2,654}$$

La curva Portate – Abbassamenti specifici (figura 18) è tipica infatti di una falda in pressione con perdite di carico non quadratiche, pertanto la curva viene interpretata col metodo di Rorabaugh.

La portata critica del pozzo è individuata in 15 l/s, in corrispondenza di una depressione critica di 5.96 m.

La curva Portate specifiche – Abbassamenti (figura 17) presenta il primo tratto verticale, (quello riferibile a deboli abbassamenti); per abbassamenti importanti, corrispondenti agli ultimi due gradini, le portate specifiche decrescono con l'abbassamento e la loro evoluzione è rappresentata da una retta inclinata. Anche la curva caratteristica del piezometro n° 26 mostra la curvatura a cominciare dal quarto gradino.

Il livello piezometrico nel pozzo n° 98 non ha subito variazioni durante tutta la prova, a conferma del fatto che l'acquifero quaternario non è a contatto con quello miocenico.

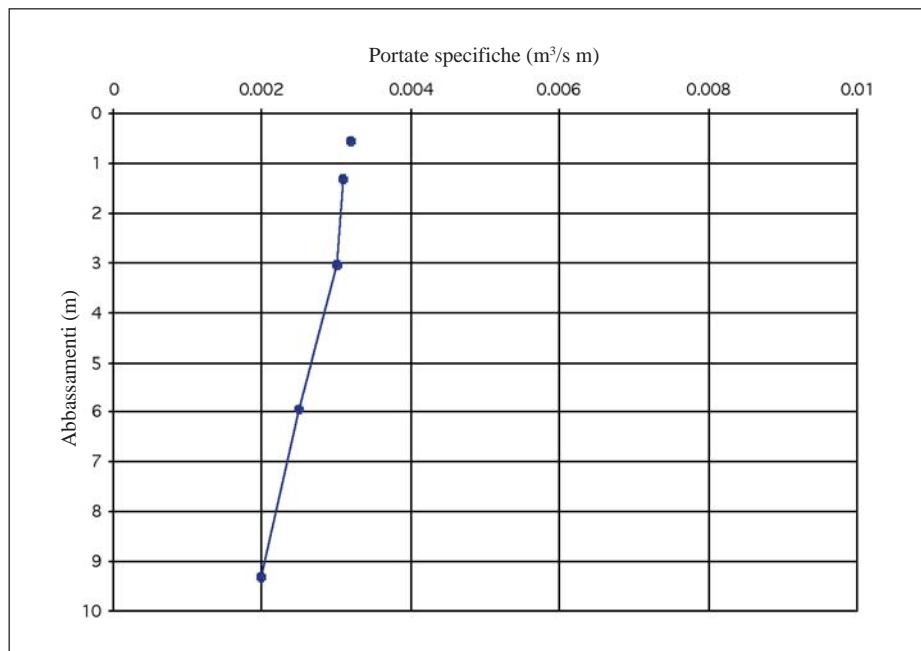


Figura 17. Curva Portate specifiche – Abbassamenti del pozzo n° 25.

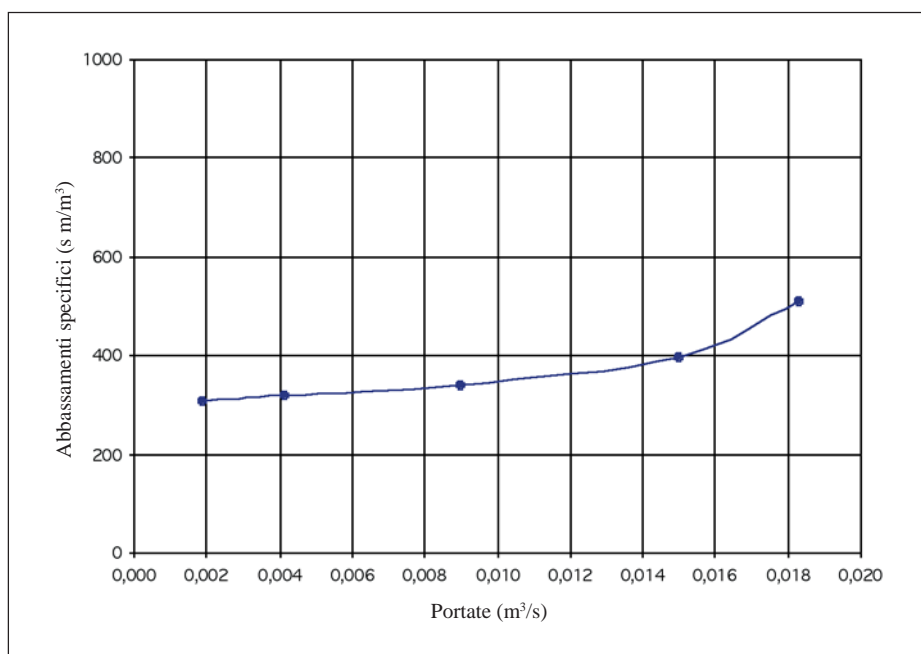


Figura 18. Curva Portate – Abbassamenti specifici del pozzo n° 25.

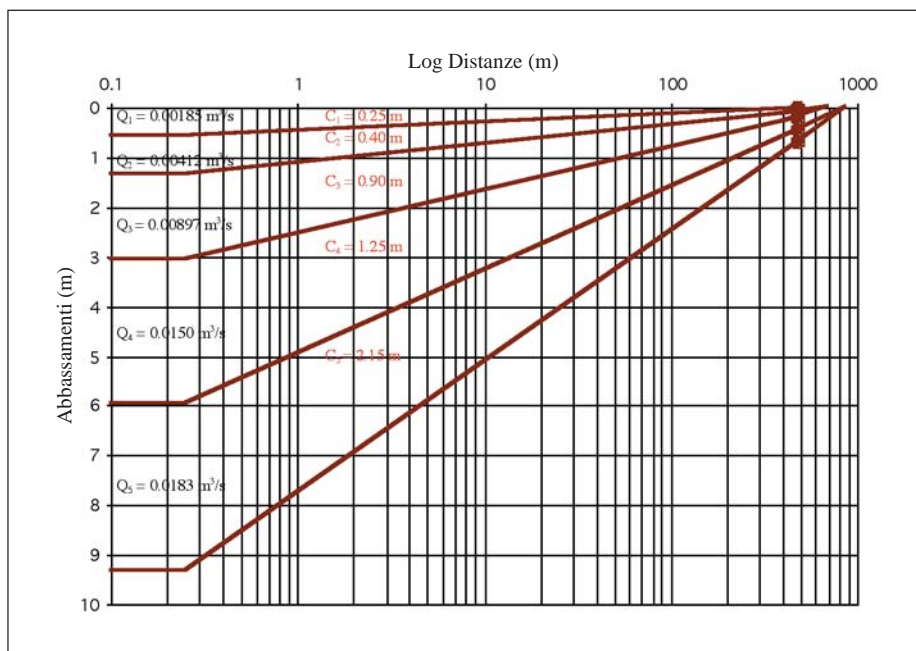


Figura 19. Curve Log distanze – Abbassamenti pozzo n° 25 - piezometro n° 26.

Dal grafico Log distanze – Abbassamenti del pozzo-piezometro (figura 19), si ricava il valore di Trasmissività per ogni gradino di portata.

$$\underline{1^{\circ} \text{ gradino}} : \quad T = \frac{0.366 \cdot 0.00185}{0.25} = 2.7 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 / \text{s}$$

$$\underline{2^{\circ} \text{ gradino}} : \quad T = \frac{0.366 \cdot 0.00412}{0.40} = 3.77 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 / \text{s}$$

$$\underline{3^{\circ} \text{ gradino}} : \quad T = \frac{0.366 \cdot 0.00897}{0.90} = 3.65 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 / \text{s}$$

$$\underline{4^{\circ} \text{ gradino}} : \quad T = \frac{0.366 \cdot 0.0150}{1.25} = 4.39 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 / \text{s}$$

$$\underline{5^{\circ} \text{ gradino}} : \quad T = \frac{0.366 \cdot 0.0183}{2.15} = 3.11 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 / \text{s}$$

La Trasmissività media è calcolata sugli ultimi quattro gradini, in quanto il raggio d'azione si stabilizza dal secondo gradino, ed è pari a $3.73 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 / \text{s}$ entro una distanza teorica di 950 m dal pozzo.

Parametri Idrodinamici

Complesso sabbioso – ghiaioso – argilloso quaternario

Dai dati noti in bibliografia [2], il complesso alluvionale presenta valori di trasmissività superiori a $1 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$. In particolare, nel sondaggio n° 6 situato a est della città di Oristano, la Trasmissività è pari a $2,5 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$. Le portate di regime previste per i pozzi che intercettano questo acquifero si aggirano sui 15 l/s, con punte fino a 20 l/s.

Il raggio d'azione dei pozzi in emungimento è dell'ordine di qualche centinaio di metri; gli acquiferi sono ben alimentati e molto permeabili.

Complesso calcareo – conglomeratico – sabbioso – ghiaioso miocenico

Dalle prove effettuate sul pozzo n° 1 in località Benetudi, eseguite dalla CAS.MEZ. [2], risulta che la Trasmissività dell'acquifero, costituito da alternanze di sabbie e calcareniti fossilifere fratturate, per uno spessore totale di 56 m, è pari a $6,5 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$. La portata di esercizio determinata durante la prova di emungimento è di 25 l/s.

Le Trasmissività dell'acquifero calcareo – conglomeratico – sabbioso – ghiaioso sovrastato dalle marne argillose, determinate tramite le prove di emungimento dei pozzi n° 20, 25 e 34, sono comprese tra $3,8 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$ e $3,7 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$. Il raggio d'azione teorico dei pozzi varia da 315 a 950 m.

Le portate di esercizio sono almeno di 6-7 l/s; per il pozzo n° 25 è stata accertata una portata di esercizio di 13,5 l/s.

Valutazione delle portate delle falde

Per la valutazione della portata annua di deflusso della falda del complesso del Sinis, si è fatto ricorso all'equazione di Darcy valevole per acquiferi omogenei:

$$Q = T \cdot L \cdot i$$

dove:

Q = portata (in m^3/s);

T = trasmissività (in m^2/s);

L = lunghezza della sezione di deflusso della falda (in m);

i = gradiente idraulico.

La trasmissività media è stata calcolata in $1,77 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ e il gradiente idraulico nell'area della sezione è risultato mediamente pari a 0.00489, per cui la portata unitaria q è:

$$q = 1,77 \cdot 10^{-3} \cdot 4,86 \cdot 10^{-3} = 8,6 \cdot 10^{-6} \text{ m}^3/\text{s}$$

Valutando tutto il fronte di deflusso della falda in 4500 m, la portata Q risulterebbe:

$$Q = 8.6 \cdot 10^{-6} \cdot 4500 = 3.9 \cdot 10^{-2} \text{ m}^3/\text{sec}.$$

Il settore della falda del Campidano ricostruito nell'area del Sinis è caratterizzato da una trasmissività pari a $2.04 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ e un gradiente idraulico medio del 3%. La sua portata unitaria q è quindi uguale a:

$$q = 2.04 \cdot 10^{-3} \cdot 0.003 = 6.16 \cdot 10^{-6} \text{ m}^3/\text{s}$$

Per una lunghezza di 2900 m, la portata annua Q è pari a:

$$Q = 6.16 \cdot 10^{-6} \cdot 2900 = 1.8 \cdot 10^{-2} \text{ m}^3/\text{sec}.$$

CHIMISMO DELLE ACQUE

Al fine di comprendere meglio la natura delle acque profonde del Sinis, sono stati analizzati nove campioni, la maggior parte dei quali rappresenta l'acqua circolante nel complesso miocenico.

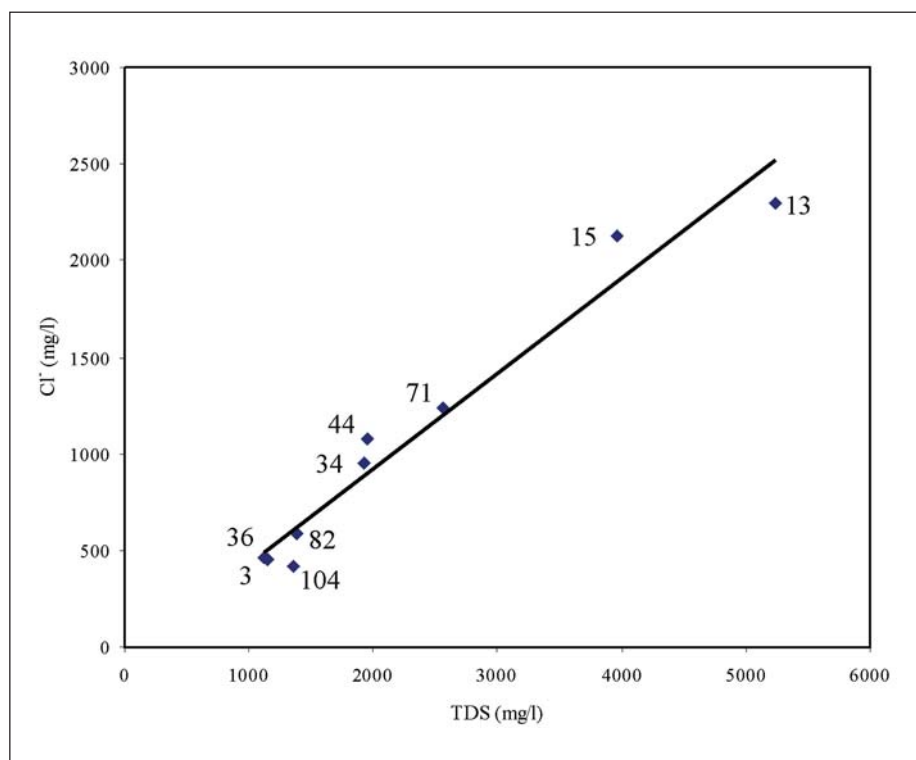


Figura 20. Diagramma Cloro - TDS.

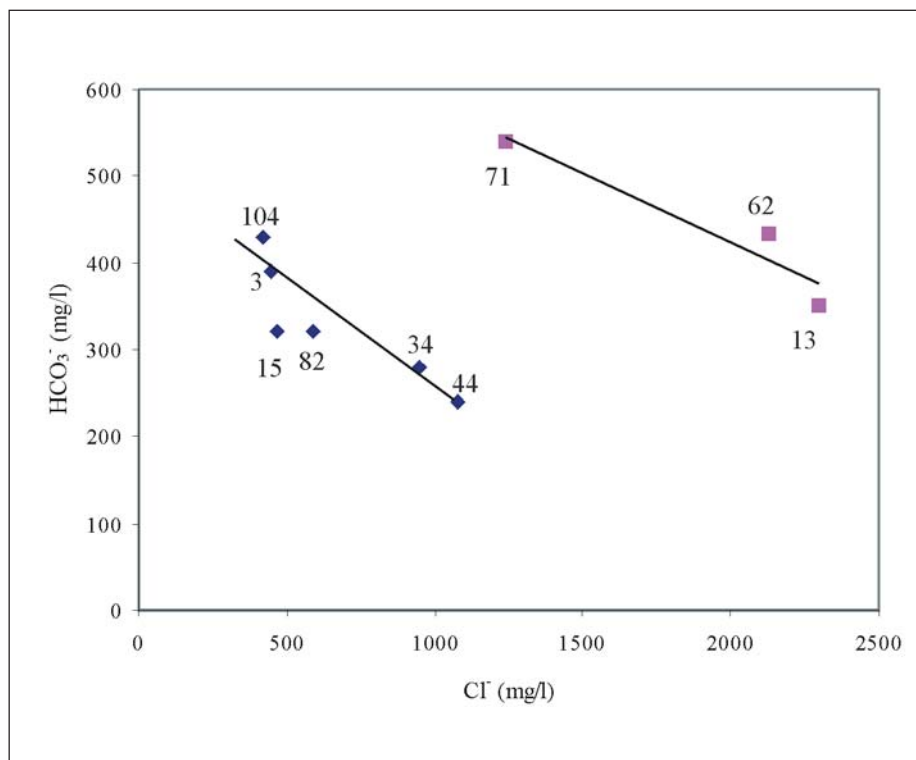


Figura 21. Diagramma Cloro - Bicarbonato.

I numeri di campionamento corrispondono a quelli dei pozzi indicati nella Carta Idrogeologica allegata. In campagna sono state misurate la conducibilità elettrica e la temperatura, in laboratorio sono stati analizzati tutti gli elementi maggiori e minori (tabelle 4 e 5).

I nove campioni esaminati mostrano valori di conducibilità compresi tra 1.97 e 6.71 mS/cm. Il pH si mantiene costante intorno al valore di 7.4 - 7.5, tranne che per il campione 71 in cui è pari a 8.2.

Tutte le acque sono dure o molto dure, con valori elevatissimi (fino a 153°F per il campione 13). Simili valori di durezza possono essere messi in relazione con una circolazione in acquiferi calcarei, dolomitici o evaporatici e il dato è in accordo con quanto esposto, considerato che l'acquifero presenta variazioni laterali di *facies* da calcareniti fossilifere a ghiaie quarzose-metamorfiche ad alternanze di livelli calcarei con livelli sabbioso-ghiaiosi.

L'elevato tenore in cloro che caratterizza queste acque può essere attribuito al contatto coi sedimenti marnoso-argillosi che sovrastano quasi ovunque l'acquifero.

Poiché lo ione Cl⁻ è un ottimo tracciante, in quanto difficilmente raggiunge la saturazione e la sua concentrazione è modificata in modo insignificante da fenomeni di

Tabella 4. PH, conducibilità, salinità totale, durezza ed elementi maggiori delle acque campionate.

N.	pH	Cond mS/cm	TDS g/l	Dur. °F	Ca mg/l	Mg mg/l	Na mg/l	K mg/l	HCO ₃ mg/l	Cl mg/l	SO ₄ mg/l	Br mg/l	F mg/l	NO ₃ mg/l
3	7.4	1.99	1.15	54	140	47	192	8.3	390	450	98	1.4	0.29	19
13	7.4	7.69	5.24	153	330	173	1280	27	350	2300	740	8.9	0.34	210
15	7.7	1.97	1.12	39	91	41	233	11	320	466	83	1.5	0.37	31
34	7.7	3.36	1.92	53	91	75	525	28	280	950	114	n.d.	0.36	n.d.
44	7.6	3.46	1.95	67	120	91	410	23	240	1080	105	3.5	0.38	<1
62	7.5	6.71	3.93	94	230	88	1030	42	430	2100	220	7.4	0.78	3.0
71	8.2	4.35	2.55	34	75	37	800	33	540	1230	106	5.0	2.00	2.7
82	7.5	2.37	1.39	57	150	47	280	13	320	590	109	1.9	0.07	45
104	7.4	2.22	1.36	48	123	43	270	12	430	420	100	1.4	0.14	180

Tabella 5. Elementi minori delle acque campionate.

N.	Al µg/l	B µg/l	Li µg/l	Rb µg/l	Sr µg/l	Ba µg/l	Fe µg/l	Mn µg/l	Zn µg/l	Cd µg/l	Cu µg/l	Co µg/l	Ni µg/l	Pb µg/l	U µg/l
3	9	158	10	2.5	980	55	59	3	7	<1	1	<1	2.2	<0.7	1.4
13	16	580	82	4.1	5200	38	50	3	26	<1	6	<1	5.7	<0.7	5.2
15	49	200	16	2.6	990	35	260	8	98	<1	3	<1	5.2	2.8	0.9
34	22	390	29	9	1600	19	780	19	80	<1	2	<1	1.9	1.7	1.7
44	13	290	29	11	2100	23	2900	48	26	<1	1	<1	2.5	<0.7	1.1
62	67	1600	450	120	5900	84	600	110	68	<1	7	<1	11	1.2	10.9
71	42	2400	450	68	2080	80	260	22	7	<1	5	<1	1.7	<0.7	1.0
82	25	205	7	2	1080	46	200	9	21	<1	6	<1	2.9	1.6	0.4
104	4	240	10	0.8	240	117	20	1	7	<1	2	<1	4.1	<0.7	1.0

scambio ionico [31], si è scelto di correlarlo con la salinità per verificare l'appartenenza ad un'unica famiglia delle acque campionate. Dal diagramma di correlazione Cl⁻/TDS (figura 20), che evidenzia l'aumento della concentrazione in cloro all'aumentare della salinità, sembra che i vari campioni essendo allineati lungo una retta appartengano alla stessa famiglia. Tuttavia dal grafico HCO₃⁻ - Cl⁻ (figura 21) emerge che le famiglie potrebbero essere due: una rappresentata dai campioni 71, 62 e 13 e un'altra individuata dai campioni 104, 3, 15, 82, 34, 44.

Tutti i campioni presentano elevati valori di Sr e di B confrontabili con le concentrazioni presenti nelle acque termali della Sardegna [31].

La temperatura è in media di 23°C ma in alcuni casi raggiunge i 26-28°C. Anche alcuni pozzi ubicati lungo la zona di faglia e facenti parte della falda del Campidano hanno presentato temperature superiori ai 20°C.

In definitiva, sia il chimismo sia la temperatura evidenziano un apporto di acque di circolazione profonda, che risalirebbero lungo il sistema di faglie Sinis-Campidano; tale contributo alla falda potrebbe essere particolarmente significativo nella zona meridionale

del Sinis, come mostrano le analisi dei campioni 62 e 71.

CONCLUSIONI

Nell'area del Sinis sono stati individuati due acquiferi profondi, che si sviluppano a ovest e a est del sistema di faglie che separa l'*Horst* del Sinis dal *Graben* del Campidano.

L'acquifero del complesso ad ovest, molto permeabile, è costituito da sabbie e ghiaie talvolta cementate o in alternanza a calcari o calcareniti fossilifere, ed è sovrastato in ampia parte del Sinis da una potente successione di marne argillose grigie che mettono in pressione la falda ivi circolante. Il basamento impermeabile dell'acquifero è rappresentato da andesiti ed associati tufi oligo-miocenici.

I livelli piezometrici della falda rilevati nel marzo nel dicembre del 2001 sono risultati intorno allo 0 o sotto il livello del mare. Nel mese di agosto del medesimo anno la superficie piezometrica è scesa fino a -16 m a causa dei forti emungimenti, determinando la conformazione di due grandi coni di depressione con raggio d'azione dell'ampiezza di vari chilometri.

Le maggiori escursioni piezometriche si sono verificate tra marzo ed agosto ed hanno raggiunto i 15 metri.

La potenzialità della falda è stata determinata tramite prove di pompaggio dalle quali risulta che la portata di esercizio varia tra 6 e 13,5 l/s. La Trasmissività media è risultata pari a $1.7 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$.

Dalle analisi chimiche effettuate è emerso che alcuni campioni d'acqua prelevati nella parte meridionale del Sinis presentano valori anomali dei sali disciolti, mostrando i caratteri tipici di acque termali. Ciò è confermato anche dai valori della temperatura, in media sui 23°C.

Sembra dunque documentato un apporto di acque ipotermali con le quali si miscelerebbero le acque provenienti dal complesso vulcanico del Montiferru.

L'altro complesso idrogeologico, già noto e studiato da tempo, appartiene al sistema alluvionale multistrato del Campidano. Questo è costituito da strati molto permeabili di sabbie e ghiaie alternati a strati limoso-argillosi impermeabili o semipermeabili.

Il complesso, che si sviluppa soprattutto nei primi 150 metri del riempimento alluvionale, è sede di un acquifero multifalda in pressione, in cui i livelli permeabili sono tra loro interdipendenti.

La Trasmissività dell'acquifero è risultata superiore a $10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$. Le portate di esercizio sono di almeno 6-7 l/s.

Anche per questo acquifero in alcuni pozzi ubicati sia lungo il sistema di faglie sia a vari chilometri di distanza la temperatura è risultata sui 22°C.

Pertanto, in attesa di indagini più approfondite, si può affermare che le falde in pressione del Sinis sono parzialmente alimentate da acque di circolazione profonda del *Graben* del Campidano che si miscelano in maniera significativa con gli apporti provenienti dal complesso vulcanico del Montiferru.

RINGRAZIAMENTI

Gli Autori ringraziano il Prof. G. Pecorini per le utili discussioni ed il Prof. L. Lecca per la lettura critica del testo.

Le analisi chimiche delle acque sono state eseguite dalla Prof. Rosa Cidu, che gli Autori ringraziano vivamente.

La parte geologico-stratigrafica del lavoro è stata curata da S. Carboni, la parte idrogeologica da C. Nicolò e A. Pala; C. Nicolò e S.L. Pili hanno effettuato i rilievi idrogeologici, acquisito le stratigrafie ed elaborato la carta e le figure del testo.

BIBLIOGRAFIA

- [1] CAS.MEZ. E SERVIZIO ACQUEDOTTI E FOGNATURE - UFFICIO ACQUEDOTTI DELLA SARDEGNA, *Indagini idrogeologiche e prospezioni geofisiche nella penisola del Sinis*. Compagnia Mediterranea di Prospezioni. Roma (Lavoro inedito), 1972.
- [2] CAS.MEZ., *Studio organico delle risorse idriche sotterranee della Sardegna. II fase (Progetto Cassa 25/96), Campidano, Relazione idrogeologica*, III. all. 2/III, 1996.
- [3] A. CHERCHI, L. MONTADERT, *Il sistema di rifting oligo-miocenico del Mediterraneo occidentale e sue conseguenze paleogeografiche sul Terziario sardo*. Mem. Soc. Geol. It., 24, 387-400, 1981.
- [4] G. PECORINI, A. POMESANO CHERCHI, *Ricerche geologiche e biostratigrafiche sul Campidano meridionale (Sardegna)*. Mem. Soc. Geol. It., 8, 421-451, 1969.
- [5] A. PALA, G. PECORINI, A. PORCU, S. SERRA, *Schema Geologico Strutturale della Sardegna. «Ricerche Geotermiche in Sardegna con particolare riferimento al Graben del Campidano»*. CNR-PFE-SPEG-RF-1°-Pisa, 1982.
- [6] J. LETOUZEY, J. WANNESON, A. CHERCHI, *Apport de la microtectonique au problème de la rotation du bloc corso-sardo*. C.R. Acad. Sc. Paris, 294, 595-602, 1982.
- [7] L. LECCA, R. LONIS, S. LUXORO, E. MELIS, F. SECCHI, P. BROTZU, *Oligo-Miocene volcanic sequences and rifting stages in Sardinia: a review*. Per. Mineral., 7-61, 1997.
- [8] L. LECCA, S. CARBONI, R. SCARTEDDU, S. PISANO, F. SECHI, G. TILOCCA, *Schema stratigrafico della piattaforma continentale occidentale e meridionale della Sardegna*. Mem. Soc. Geol. It., 36, 31-40, 1986.
- [9] L. LECCA, S. CARBONI, C. FERRARA, M. MARCHI ET AL., *Report on cruise MCS/87 (Western and Southern Margin of Sardinia)*. Rend. Soc. Geol. It., 11, 73-74, 1987.
- [10] S. FAIS, E.E KLINGELE., L.LECCA, *Oligo-Miocene half graben structure in Western Sardinian Shelf (western Mediterranean): reflection seismic and aeromagnetic data comparison*. Marine Geology, 133, 203-222, 1996.
- [11] A. CHERCHI, *Oligo-Miocene basin*. In: A. Cherchi (Editor), 19th Eur. Micropaleont. Colloquium, Cagliari, Sardinia 1985, 87-101, 1985.
- [12] L. BECCALUVA, R. CAMPREDON, G. FERAUD, G. MACCIOTTA, *Étude des relations entre volcanisme plio-quatenaire et tectonique en Sardaigne à l'aide de l'analyse structurale des dykes*. Bull. Volcanol., 46 (4), 365-379, 1983.
- [13] A. TILIA ZUCCARI, *Relazione stratigrafica sul Pozzo «Oristano 2» (Riola Sardo), Sardegna occidentale*. Boll. Soc. Geol. It., 88, 183-215, 1969.

- [14] L. FRANCOLINI, L. LECCA, R. MAZZEI, *La presenza del Pliocene inferiore nella piattaforma continentale della Sardegna occidentale*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Memorie, Serie A, XCVII, 93-111, 1990.
- [15] G. DI BATTISTINI, M. MEZZADRI, M. ZERBI, *Su un affioramento della formazione andesitoide superiore nei sedimenti quaternari del Sinis (Sardegna centro-occidentale)*. Ateneo Parmense, Acta Nat., 10 (1), 59-81, 1974.
- [16] A. CHERCHI, A. MARINI, M. MURRU, E. ROBBA, *Stratigrafia e paleoecologia del Miocene superiore della Penisola del Sinis (Sardegna occidentale)*. Riv. Ital. Paleont., 84, 973-1036, 1978.
- [17] S. CARBONI, A. PALA, S. GUAITA, *Geologia e Idrogeologia di Is Arenas, (Narbolia - San Vero Milis, Sardegna centro-occidentale)*. Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari, vol. 68, fascicolo unico, 177-220, 1998.
- [18] P. CIPOLLARI, *Nuovi dati sulla biostratigrafia del Miocene superiore della penisola del Sinis (Sardegna occidentale)*. In: Assorgia A., Barca S. & Spano C. (Editori): La «Fossa Sarda» nell'ambito dell'evoluzione geodinamica cenozoica del Mediterraneo occidentale. Villanovaforru, 19-22 giugno, 1997.
- [19] G. PECORINI, *La trasgressione pliocenica nel Capo San Marco (Oristano, Sardegna occidentale)*. Boll. Soc. Geol. It., 91, 365-372, 1972.
- [20] A. CHERCHI, E. MARTINI, *Calcareous nannoplankton and planctonis foraminifera of the Messinian and basal Pliocene from Capo San Marco (W Sardinia)*. Géol. Médit., 8 (2), 109-120, 1981.
- [21] A. ASSORGIA, L. BECCALUVA, M. DI PAOLA, L. MACCIONI, G. MACCIOTTA, M. PUXEDDU, R. SANTACROCE, G. VENTURELLI, *Il Complesso Vulcanico di Monte Arci (Sardegna centro-occidentale)*. Boll. Soc. Geol. It., 95, 371-401, 1976.
- [22] L. BECCALUVA, M. DERIU, G. MACCIOTTA, C. SAVELLI, L. VENTURELLI, *Geochronology and Magmatic of the Pliocene – Pleistocene Volcanism in Sardinia (Italy)*. Boll. Vulcanol., 40 (3), 1-16, 1976.
- [23] C. D'ANGELO, *Rapporti stratigrafici ed età del sistema dunare nel Sinis centro-occidentale*. Università di Cagliari, tesi di laurea inedita, 1996.
- [24] S. CARBONI, L. LECCA, *Le Pliocène de Capo Mannu (Sardaigne occidentale): transition marine littorale-continentale dunaire*. C.R. Acad. Sci. Paris, t. 320, série II a, 1203-1210, 1995.
- [25] G. PECORINI, J.C. RAGE, L. THALER, *La Formation continentale de Capo Mannu, sa faune de vertébrés pliocènes et la question du Messinien en Sardaigne*. Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari, suppl. vol. 43, 305-320, 1974.
- [26] R. MONTIGNY, J.B. EDEL, R. THUIZAT, *Oligo-Miocene rotation of Sardinia: K-Ar ages and paleomagnetic data of Tertiary Volcanism*. Earth Planet. Sci. Lett., 54, 261-271, 1981.
- [27] S. CARBONI, L. LECCA, *Osservazioni sul Pleistocene superiore della penisola del Sinis (Sardegna centro-occidentale)*. Boll. Soc. Geol. It., 104, 459-477, 1985.
- [28] N. J. SHACKLETON, *Oxygen isotopes, ice volume and sea level*. Quat. Sci. Rev., 6, 183-190, 1987.
- [29] M. TEGAS, *Contributo alla stratigrafia del Pliocene, Pleistocene ed Olocene del Sinis nord-occidentale*. Università di Cagliari, tesi di laurea inedita, 2000.
- [30] M. CIVITA, *Proposte operative per la legenda delle carte idrogeologiche*. Boll. Soc. Natur., 82, 1983.

- [31] H. SCHOELLER, *Le chimisme des eaux souterraines*. Atti III Conv. Intern. Acque Sott., I.A.H., Palermo, 1975.
- [32] R. CABOI, R. CIDU, L. FANFANI, R. SITZIA, P. ZUDDAS, *Considerazioni su alcuni elementi minori disciolti nelle acque termali della Sardegna*. In: Atti del Seminario informativo sulle attività di ricerca del sottoprogetto Energia Geotermica, Roma CNR, 4-5 giugno 1985.