Gruppo Informale per la Geotermia e l'Ambiente
associazione "no profit" riconosciuta

PERMESSO DI RICERCA GEOTERMICO "GUSPINI"

Giuliano Gabbani, Giampaolo Mariannelli, Enrico Pandeli, Alessandro Ronconi, Sauro Valentini

RELAZIONE GEOLOGICA-STRUTTURALE

Firenze, 10/09/2013

Redattori:

Giuliano Gabbani[(1)(2)], **Enrico Pandeli**[(1)(2)], **Sauro Valentini**[(1)], **Alessandro Ronconi**[(1)], **Giampaolo Mariannelli**[(1)]

(1) Gruppo Informale per la Geotermia e l'Ambiente, associazione no profit
via Marconi, 30 - 50100 Firenze

(2) Dipartimento di scienze della Terra dell'Università di Firenze
via La Pira, 4 50100 Firenze

Direzione: **prof. Enrico Pandeli** - *Docente di Geologia, di Geologia Regionale e di Geotermia (DST, Università di Firenze)*

Coordinamento: **prof. Giuliano Gabbani** - *Docente di Esplorazione Geologica del Sottosuolo, di Idrogeologia e di Idrogeologia Applicata (DST, Università di Firenze)*

Sommario

Sommario.....3

1 STATO DELLE CONOSCENZE

Approccio concettuale

La fattibilità del progetto è basata sulla presenza supposta nell'area indicata, di risorse geotermiche qualitativamente idonee ad uno sfruttamento energetico di interesse economico. Sebbene la presenza di queste risorse geotermiche sia ben conosciuta, fino ad oggi non sono stai fatti studi sistematici e specifici per una definizione di tipo quantitativo. Pertanto, per sfruttare e valorizzare da un punto di vista economico questa risorsa, è necessario eseguire tutta una serie di attività preliminari finalizzate ad ottenere una conoscenza della risorsa idonea per la corretta progettazione degli impianti di produzione e per una valutazione economica degli investimenti necessari. Queste attività che sono essenzialmente di tipo investigativo ed analitico (rilevamento geologico-strutturale, prospezioni geofisiche e geochimiche, perforazioni di pozzi esplorativi) verranno eseguite all'interno del Permesso di Ricerca denominato "GUSPINI".

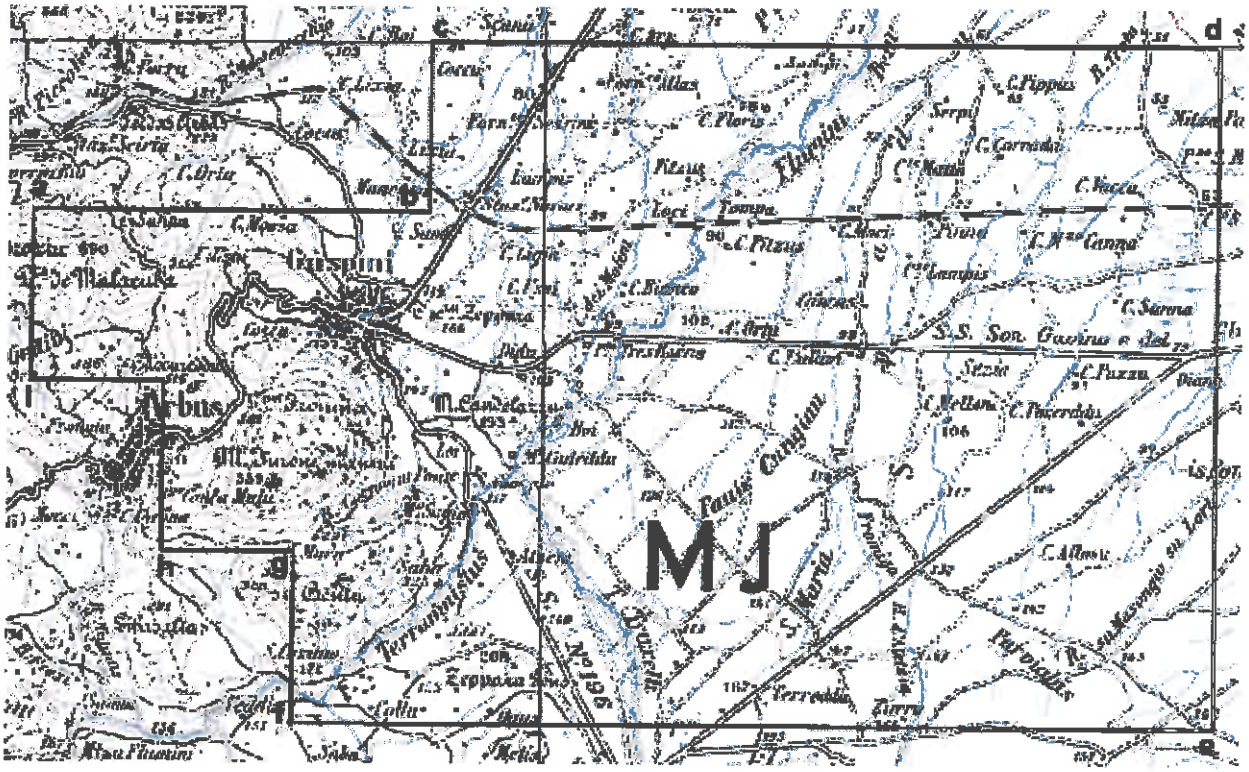


Fig. 1 - area del Permesso di ricerca Guspini

1.1 Conoscenze disponibili

1.1.1 Inquadramento geologico regionale

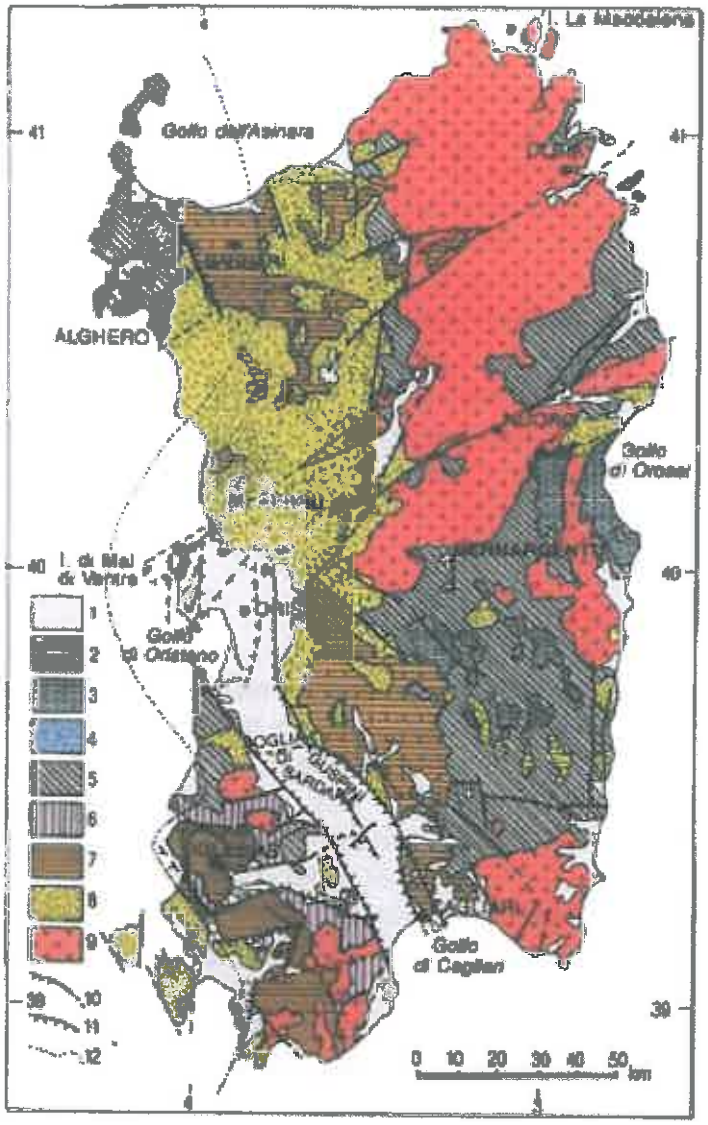
La Sardegna appartiene, assieme alla Corsica, al cosiddetto "Blocco sardo-Corso" (Fig.2) che rappresenta una porzione del paleomargine continentale europeo, distaccatasi da esso (ovvero dall'attuale Provenza-Golfo del Leone) nell'Oligocene superiore/Miocene inferiore (Burdigaliano) e ruotata in senso antiorario di circa 35° (con perno di rotazione nell' attuale Mar Ligure) fino all'odierna posizione, a causa dell'apertura del bacino oceanico ligure-provenzale-balearico (Carmignani et al., 1995; Speranza et al., 2002).

Fig. 2 - Evoluzione geodinamica del Mediterraneo occidentale.
Il riquadro evidenzia il Blocco Sardo-Corso (da Boccaletti & Guazzone, 1972, modificato).

Tale rotazione ebbe termine probabilmente nel Burdigaliano/Miocene medio (Langhiano) quando iniziò a svilupparsi più ad oriente il bacino tirrenico settentrionale con distacco e rotazione antioraria di circa 30° della catena appenninica (ovvero della placca Adria) rispetto al "Blocco sardo-corso" con il quale costituiva un' unico edificio orogenico di età alpina (Bortolotti et al., 2001).

La struttura geologica della Sardegna è in larga parte rappresentata dalle rocce metamorfiche e granitoidi paleozoiche affioranti lungo due principali alti strutturali (quello tra l'Iglesiente-Sulcis, l' Isola di Mal di Ventre e la Nurra, smembrato in più blocchi da faglie trasversali, e quello ben più continuo ed esteso tra il Sarrabus/Marmilla e la Gallura) separati dalle depressioni tettoniche della Fossa Sarda e del Campidano (Fig. 3). La complessa evoluzione geologica dell'isola ha inizio in tempi pre-paleozoici (ovvero precedenti a 540 Ma=milioni di anni) ed è proceduta fino al Quaternario con lo sviluppo della Fossa del Campidano colmata da sedimenti marini e continentali (Carmignani et al., 2001). In particolare, l' architettura geologica dell' isola deriva da quattro principali stadi tettonici:

- Orogenesi Varisica
- Orogenesi Alpina
- Sviluppo della Fossa Sarda
- Sviluppo della Fossa del Campidano



Schema tettonico della SARDEGNA

1) Quaternario
2) Miocene e Paleocene
3) Giurasico e Cretaceo
4) Triassico
5) Complesso post-Gotlandiano (Ordoviciano-carbonifero inf.)
6) Ordoviciano e siluriano dell'Iglesiente - Sulcis
7) Cambiano medio e inf.
8) Vulcaniti acide, oligomocene, e basiche (giare), pliopleistocene
9) Graniti e rocce metamorfiche
10) Faglie dirette
11) Faglie inverse e accavallamenti
12) limite del triassico in facies germanica.

(da Desio, 1973)

Fig. 3 - schema tettonico della Sardegna

Orogenesi Varisica

Gran parte della Sardegna è costituita da rocce di età dal Pre-Cambriano (<540 Ma) al Permiano (295-250 Ma). Quelle antecedenti a 330-300 Ma sono state interessate dalle deformazioni e dal metamorfismo polifasico (progrado da SO verso NE, ovvero di basso grado nell'area dell' Iglesiente-Sulcis fino alle facies migmatitiche, includenti ortogneiss ed anfiboliti con relitti granulitici ed eclogitici, del Complesso metamorfico di Alto Grado o migmatitico esposto in Gallura) legati all' Orogenesi Varisica e hanno dato luogo al Basamento cristallino organizzato in falde di ricoprimento (es. le falde della Sardegna centrale) con vergenza sud-occidentale, sovrascorse sulle successioni dell' Iglesiente-Sulcis (Franceschelli et al., 1982; Carmignani et al., 2001). In tale contesto tettonico, queste ultime successioni rappresentano, così, l' avampaese varisico. E' inoltre da sottolineare che le rocce precedenti all'Ordoviciano medio erano già state oggetto anche delle deformazioni legate alla cosiddetta Fase Sarda o eo-caledoniana. Durante il Carbonifero medio-superiore si attivarono anche importanti fasce di trascorrenza duttili come ad esempio la Linea Posada-Asinara che divide le falde metamorfiche della Sardegna Centrale (Zona a Falde) da quelle metamorfiche di alto grado della Gallura e della parte NE dell' Isola di Asinara (Zona assiale). Durante questi eventi si misero in

posto corpi magmatici intrusivi granodioritici-tonalitici sin- e tardo-cinematici. Nel Carbonifero superiore (circa 300 Ma)-Permiano inferiore l' edificio strutturale varisico entrò nello stadio distensivo che portò alla formazione di bacini fluviali-lacustri, localmente includenti depositi di antracite (es. il Bacino di San Giorgio nell' Iglesiente) ed intercalazioni di vulcaniti a composizione calc-alcalina. Infine i fenomeni distensivi portarono anche alla messa in posto di corpi magmatici intrusivi granitoidi (e più raramente di gabbri) tra 300 e 290 Ma che costituiscono il composito Batolite Sardo esposto nel Sarrabus e ancora più estesamente nell' area tra la Barbagia e la Gallura. Nel Permiano superiore il rilievo varisico viene estesamente eroso fino a divenire un penepiano.

Questo insieme delle rocce pre-, sin- e post-varisiche rappresentano la più completa successione paleozoica italiana che da sempre ha costituito un riferimento per l' evoluzione geologica della porzione meridionale della catena varisica (Carmignani et al., 2001; Elter & Pandeli, 2005).

Orogenesi Alpina

Durante l' intervallo temporale Permiano superiore/Triassico-Eocene medio (250 - 40Ma) varie Successioni sedimentarie continentali e marine si deposero, in trasgressione ed in vari settori dell' isola, sulle rocce varisiche esumate ed esposte all' erosione. In particolare si tratta di depositi silicoclastici continentali del Permiano superiore-Triassico inferiore (es. il Verrucano Sardo o Triassico "germanico" tipo Buntsandstein della Nurra: Cassinis et al., 1998; Costamagna & Barca 2001) ai quali seguono successioni trasgressive carbonatiche ("Muschelkalk") a partire dal Triassico medio; nel Triassico superiore si passa a depositi essenzialmente dolomitici che includono orizzonti evaporitici (es. il "Keuper" di S.Giusta nella Nurra). Se le successioni triassiche costituiscono un areale molto limitato (Nurra, Escalaplano), diversamente è per quelle mesozoiche ben rappresentate in Nurra, Golfo di Orosei, Baronie, Ogliastra, Sarcidano, Barbagia. Infatti nel Giurassico medio avviene una nuova e più ampia trasgressione del Blocco Sardo (in connessione con la sua trasformazione in parte del margine continentale europeo conseguente all'apertura dell'Oceano Ligure-Piemontese) e i depositi di piattaforma carbonatica si estendono ancora di più nell'isola secondo una morfologia complessa ed articolata che è probabilmente connessa con l' instaurarsi di due settori bacinali separati da una dorsale meridiana emersa.

La sedimentazione calcareo-dolomitica di piattaforma di notevole spessore prosegue anche durante il Cretaceo solo in certe aree (es. Nurra, Supramonte) anche se intervallata ad episodi regressivi come testimoniato dalla presenza di paleosuoli bauxitici tra il Cretaceo inferiore e il superiore (forse connessi all'attivazione in aree più orientali del margine europeo per subduzione della litosfera oceanica ligure-piemontese).

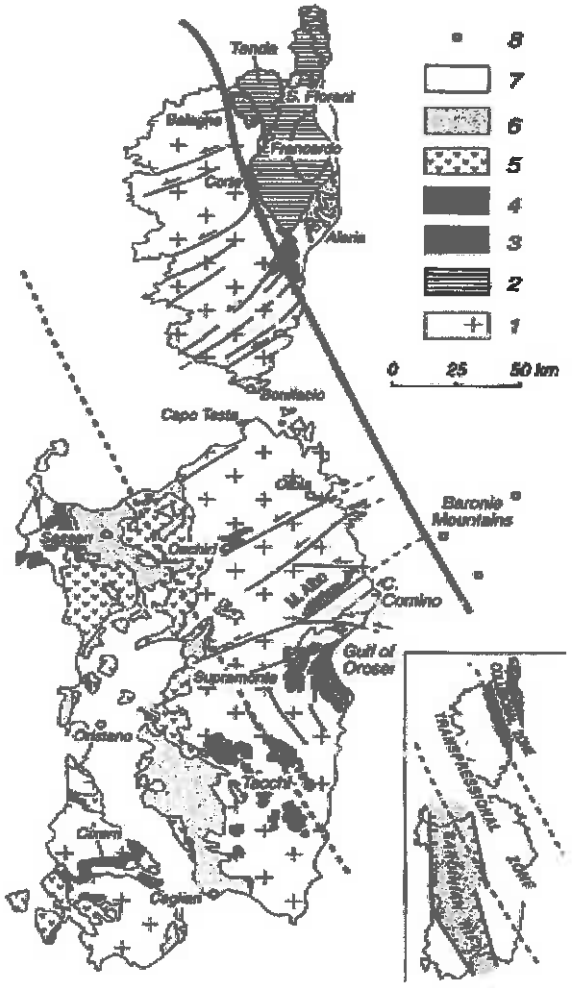


Fig. 4 - Schema geologico del massiccio Sardo-Corso

Legenda:

1) basamento paleozoico ercinico;

2) unità alpine della Corsica (paleozoico-eocene);

3) successioni triassico-eoceniche stratigraficamente sovrastanti il basamento ercinico;

4) depositi clastici dell' Eocene medio-Oligocene;

5) vulcaniti calc-alcaline dell' Oligocene inferiore-Miocene inferiore/medio;

6) sedimenti del Miocene inferiore-medio;

7) basalti e sedimenti plio-quaternari;

8) ofioliti non metamorfiche dragate nel Mar Tirreno settentrionale.

(da Carmignani et al., 1995)

Tutta l'isola emerge comunque alla fine del Cretaceo e la sedimentazione marina carbonatica neritica ritornerà a invadere buona parte della Sardegna solo tra il Paleocene superiore e l' Eocene (es. Sulcis, Trexenta, Gerrei, Salto di Quirra, Orosei), spesso in discordanza angolare sui precedenti terreni, e terminerà nell'Eocene medio con facies lagunari-continentali a causa della definitiva emersione dell'isola avvenuta verosimilmente in connessione con l' incipiente evento collisionale tra la placca europea e quella adriatica che porterà alla costruzione dell' edificio tettonico della Corsica Alpina (parte nord-orientale della Corsica) e dell' Appennino settentrionale (Bortolotti e al., 2001).

La Sardegna, nonostante fosse lontana dal fronte orogenico alpino (esposto nella Corsica nord-orientale) e, quindi, facesse parte del retropaese del sistema orogenico Corsica-Appennino settentrionale (Bortolotti et al., 2001; Carmignani et al., 2001), ha comunque risentito dell'evento collisionale eocenico superiore?-oligocenico attraverso sistemi di faglie trascorrenti sinistre orientate NE-SO che sono ben esposte dall'area del Supramonte fino alla Gallura e presenti anche in Corsica (Fig. 4); a queste sono associati sistemi di faglie coniugate destre di minore importanza e orientate circa E-O e NO-SE. La fase trascorrente continuò ad essere attiva anche durante tutto l'Aquitaniano. Contemporaneamente a questo evento si deposero successioni clastiche continentali, talora lacustri, e subordinatamente marine sin-tettoniche di età oligocenico-miocenica

inferiore in varie parti dell'isola ("1° ciclo sedimentario" post-eocenico) ed inoltre iniziò a 32 Ma l'imponente attività vulcanica calc-alcalina di arco legata alla subduzione dell'Oceano ligure-piemontese che portò anche all'apertura del Bacino retro-arco Ligure-Provenzale.

Queste vulcaniti, che possono localmente raggiungere spessori di diverse centinaia di metri, sono rappresentate da prodotti sia basaltico-andesitici a dacitici (in forma di colate laviche e cupole di ristagno) che dacitico-riolitici (per lo più in forma di espandimenti ignimbritici) (Beccaluva et al., 1987). Questa attività magmatica si esaurì nel Burdigaliano (pochissimi i prodotti di età langhiana).

Sviluppo della Fossa Sarda (o Rift Sardo)

Anche se molti autori legano l' attività magmatica calc-alcalina allo sviluppo della Fossa Sarda (Rehault et al., 1984; Cherchi & Montardert, 1984), secondo Carmignani et al. (2001) è dal Burdigaliano superiore che cambiò il quadro geodinamico in Sardegna con lo sviluppo della tettonica estensionale. Infatti, si originarono per distensione una serie di fosse tettoniche orientate circa in senso meridiano (NNO-SSE) dal Golfo di Cagliari fino al Golfo di Asinara, il cui inviluppo costituisce la Fossa sarda, e che tagliarono i precedenti elementi tettonici trascorrenti (Carmignani et al., 1995) (Fig. 5).

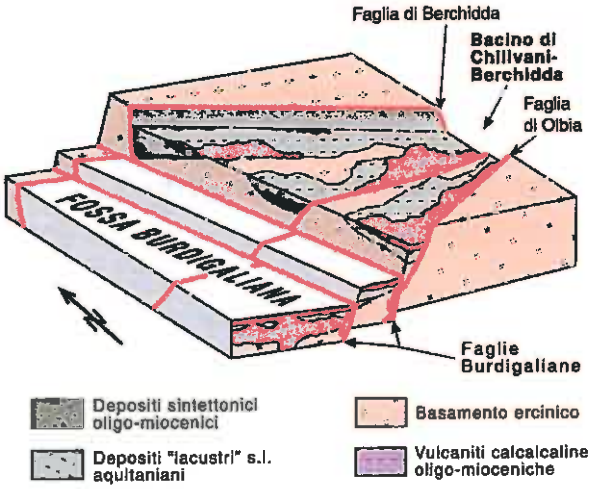


Fig. 5 - Bacino di Chilivani-Berchidda

Schema dell'intersezione tra il bacino di Chilivani-Berchidda, sviluppato lungo strutture transtensive oligo-aquitaniane, e la parte settentrionale della Fossa Sarda Auct. limitata da faglie dirette del Burdigaliano superiore

Non sempre sono riconoscibili le faglie bordiere di questa depressione tettonica; anzi talora questa appare come una grande struttura sinforme sui fianchi delle quale le unità del substrato tendono ad immergersi verso il centro delle depressione stessa. In quest'area si verificò nel Burdigaliano superiore-Serravalliano una grande trasgressione marina testimoniata da depositi silicoclastici e marnoso-carbonatici ("2° ciclo sedimentario" miocenico) da litorali a pelagici, localmente includenti rare intercalazioni vulcanoclastiche. Nel cagliaritano, sassarese, nel Sinis, nel Logudoro e nell'Arburese è presente anche un ciclo trasgressivo del Miocene superiore ("3° ciclo" miocenico) con depositi calcarei e marnosi che presentano verso l'alto livelli evaporitici messiniani. Localmente seguono in discordanza angolare i depositi pliocenici.

Sviluppo della Fossa del Campidano

Il depositi pliocenici-quaternari sono complessivamente poco sviluppati sull' isola

(Arburese, Sinis, Baronie) ad eccezione dell'area campidanese. Qui infatti colmano la depressione tettonica del Campidano (Fossa o Graben del Campidano) rappresentata da un semi-graben a direzione NO-SE/NNO-SSE (tra Oristano e Cagliari) (Fig. 3). La geometria asimmetrica del riempimento sedimentario sin-rift del bacino (Fig. 6) e i dati geofisici farebbero identificare come "faglia maestra" il fascio di strutture fragili del margine nord-orientale (Marmilla-Sarrabus) che sarebbero caratterizzate nel loro complesso da un rigetto di oltre 3000m (Balia et al., 1984, 1991). Importanti sono, comunque, anche i sistemi di faglie normali posti a SO, ovvero quelli che limitano l' horst dell'Iglesiente-Sulcis, dei quali è definibile un rigetto complessivo di almeno 600 m (Pecorini & Pomesano Cherchi, 1969). Il Graben del Campidano si sovraimpone vistosamente sulle strutture della precedente Fossa Sarda.

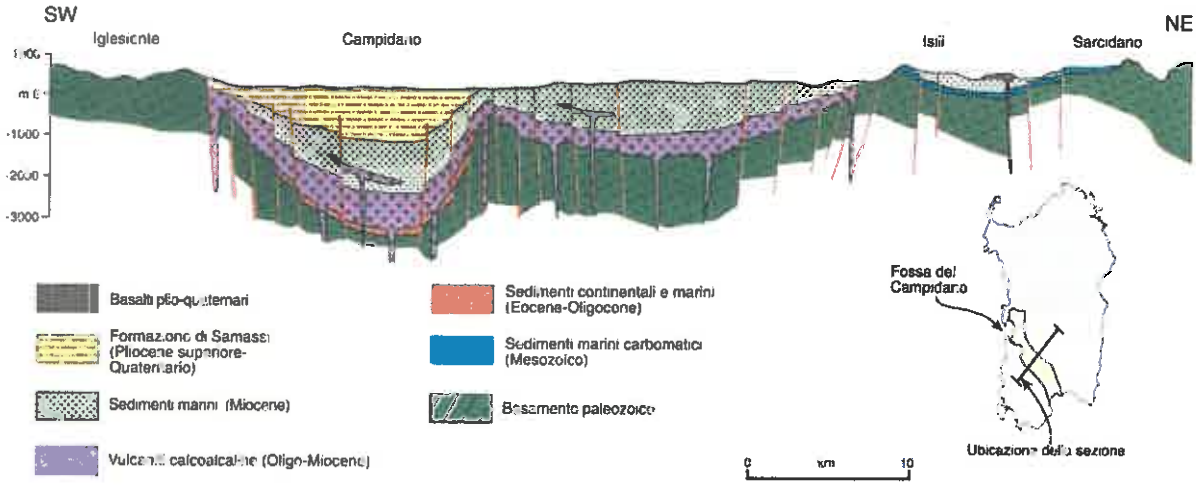


Fig. 6: Sezione geologica schematica attraverso la fossa del Campidano basata sull'interpretazione di dati aeromagnetici, da Ballia et alii - 1991 (da Carmignani et al., 2001)

Alla formazione della depressione corrisponde anche un evidente innalzamento dei suoi margini, particolarmente quello nord-orientale fortemente ringiovanito (es. il Fiume Flumendosa si è incassato approfondendo il suo alveo di 400m a partire dall'altopiano vulcanico basaltico pliocenico).

In coincidenza con questa nuova fase estensionale ebbe luogo anche un nuovo evento magmatico diverso dai precedenti, essendo caratterizzato da prodotti effusivi basaltici di intraplacca, da alcalini ad alcalino-transizionali e sub-alcalini, talora associati ad altri più differenziati di età da 5,3 a 0,14 Ma (Beccaluva et al., 1985). Gli affioramenti più importanti sono quelli presenti nell'area tra Oristano (es. Logudoro) e Sassari, nella Marmilla (M.Arci e il *plateau* della Giara di Gesturi) e nel Golfo di Orosei. Si tratta tutti di apparati ad attività generalmente fissurale che tende ad impostarsi lungo allineamenti tettonici fragili ad andamento per lo più circa N-S o NE-SW. Solo il M.Arci (impostato sull'incrocio di faglie N-S e NNO-SEE del margine nord-orientale del Campidano) e il Montiferro (all' incrocio tra le faglie dell' alto Campidano e quella NE-SO di Marghine) costituiscono grandi apparati vulcanici complessi con più centri di emissione. In particolare il complesso del M.Arci è costituito da rocce acide (fino a rioliti), in cupole di ristagno, colate e rari depositi piroclastici, a basiche in alto (basalti alcalini); l' apparato di Monteferro è caratterizzato da prodotti basici, spesso sottosaturi (da basaniti ad analcime a trachiti fonolitiche e fonoliti fino ai più recenti basalti e basaniti). Oltre ai prodotti effusivi sono ben conosciuti anche cortei filoniani a composizione generalmente analoga a quella delle vulcaniti (basalti sub-alcalini e

trachibasalti) a direzione N-S (M.Arci), NNO-SSE (Logudoro) e NE-SO (Montiferro).

I depositi marini del Pliocene inferiore sono costituiti da conglomerati, sabbie e marne di ambiente da costiero a mare aperto e relativamente profondo. Nel bacino del Campidano, sui depositi del Pliocene inferiore e su quelli miocenici, poggiano potenti depositi fluviali-deltizi (Formazione di Samassi) potenti fino a 550m e di età dal Villafranchiano inferiore (Pliocene medio?-superiore) al Quaternario. Questa formazione rappresenta il principale corpo sedimentario di riempimento sin-tettonico della Fossa del Campidano (comunque iniziatasi ad impostare già nel Messiniano superiore) (Carmignani et al., 2001). A questi depositi seguono quelli fluviali quaternari legati agli attuali bacini idrografici.

1.2 Inquadramento geologico del medio Campidano

L' area in esame si colloca nella parte centro-occidentale del medio Campidano e, dal punto di vista geologico, rappresenta una porzione del margine meridionale della omonima depressione tettonica (Graben del Campidano) (Fig.7 e Tav.2). In questo territorio sono esposti diversi corpi rocciosi (o formazioni) tra i più tipici dell'intera isola. In generali, sul bordo dell'horst (horst dell'Iglesiente-Sulcis) che limita la depressione, in sostanza in tutta la parte occidentale del permesso di ricerca, sono presenti affioramenti di rocce appartenenti al complesso metamorfico paleozoico del basamento sardo (ad esempio le Arenarie di San Vito e Formazione di Solanas del Cambriano superiore-Ordoviciano inferiore), deformate e ricristallizzate durante l'Orogenesi Varisica. Queste rocce sovrascorrono verso sud-ovest le successioni paleozoiche dell' Iglesiente (ovvero le unità silicoclastiche dell' Ordoviciano superiore e quelle pelitico- carboniose del Siluriano inferiore) nelle aree poco più a sud del Permesso di Ricerca, in particolare nei pressi di Gonnosfanàdiga (Tav.2). Tutte queste rocce sono risultano inoltre intruse dai granitoidi del Carbonifero superiore-Permiano. Su queste rocce si sono poi messi in posto i complessi vulcanici calc-alcalini dell' Oligocene superiore-Miocene inferiore. Verso est, nel blocco ribassato, ovvero nel Graben del Campidano, affiorano estesamente i sedimenti clastici continentali pleistocenico-olocenici. Inoltre, estrapolando le informazioni geologiche di aree limitrofe del permesso di ricerca, è verosimile ipotizzare la presenza nel sottosuolo anche di questa parte del Campidano dei sottostanti depositi continentali e marini del Pliocene/Pleistocene (Formazione di Samassi). Questi ultimi poggerebbero su di un substrato costituito in larga parte dai depositi marini miocenici e forse anche dalle vulcaniti calc-alcaline oligo-mioceniche (fig.6), come testimoniato da alcuni sondaggi esplorativi profondi (es. il pozzo Oristano 1 della SAIS).

La morfologia dell'area (con quote più elevate verso ovest che degradano velocemente a est nella grande depressione valliva del Campidano) risente direttamente della strutturazione tettonica più recente, ovvero dell' impostazione della Fossa del Campidano che ha avuto la sua massima attività durante il Pliocene medio-Quaternario.

1.2.1 Stratigrafia

Segue la descrizione dal basso verso l' alto della successione stratigrafica affiorante, ovvero partendo dalle unità geologiche più antiche e proseguendo verso quelle più recenti (Fig. 7):

1.2.1.1 Basamento cristallino paleozoico

Affiora estesamente lungo il margine occidentale della depressione del Medio

Campidano, ed è rappresentato nell'area di interesse solo dalle Arenarie di San Vito -Formazione di Solanas ovvero dai terreni più antichi delle successioni della cosiddetta "Zona a Falde" della Sardegna centrale. Nel sottosuolo queste rocce si accavallano verosimilmente sui termini ordoviciani superiori (Metasiltiti e metarenarie)-siluriano inferiori (Metapeliti scure carboniose) della successione dell' Iglesiente, come avviene nella limitrofa area di Gonnosfanàdiga (Tav.2). Segue la descrizione delle formazioni:

Arenarie di San Vito - Formazione di Solanas ("Zona a Falde"). Sono costituite da alternanze, da centimetriche a metriche, di metarenarie micacee, quarziti e metarenarie feldspatiche, di colore da grigio-verdastro a grigio scuro, con intercalazioni di metasiltiti e metapeliti grigio-verdi e nerastre e, più raramente, di livelli conglomeratici. Nella parte alta dell'unità sono presenti anche metapeliti varicolori (violacee, nere e verdastre) e livelli di metaconglomerati quarzosi. Il contenuto fossilifero (impronte di meduse ed Acritarchi) ha permesso di datare questa formazione al Cambriano medio-Ordoviciano inferiore e riferirla ad un ambiente marino-deltizio di tipo torbiditico (Tongiorgi et al., 1984; Di Milia & Tongiorgi, 1992). La base di questa unità non è affiorante, ma in altre aree della Sardegna meridionale il suo spessore apparente può arrivare ad oltre 500 m (es. nel Sarrabus).

Le formazioni associate alla sottostante Unità dell' Iglesiente, che costituiscono dei limitati affioramenti a sud e a sud-ovest di Gonnosfanàdiga, e che verosimilmente dovrebbero trovarsi nel sottosuolo tettonicamente al di sotto delle Arenarie di San Vito -Formazione di Solanas, sono le seguenti (dal basso):

Metaconglomerati, metasiltiti e metarenarie. Questa unità comprende metaconglomerati poligenici (con clasti derivanti dalle formazioni pelitiche e carbonatiche cambriane) poco elaborati e con matrice arenacea-ematitica di colore rosso di ambiente da continentale a costiero ("Puddinga" Auctt.). L'età non è verosimilmente Ordoviciano medio-superiore. Verso l' alto queste megtaruditi passano a metasiltiti e metarenarie prevalenti di colore grigiastro e rossastro di probabile ambiente neritico-deltizio. Quindi si passa a metasiltiti, metargilliti, metarenarie debolmente carbonatiche di colore da grigio a verde oliva caratterizzate da un ricco contenuto fossilifero (Formazione di M.Orri e Formazione di Portixeddu) dato da brachiopodi, briozoi, cistoidi, crinoidi e subordinati gasteropodi, bivalvi, trilobiti, conularidi e coralli dell' Ordoviciano superiore (Caradoc-Ashgill). La successione è chiusa da sedimenti clastici essenzialmente pelitici ed arenacei glacio-marini dell' Ashgill superiore con un orizzonte basale di matavulcaniti metatufiti basiche (Formazione di Rio S.Marco).

Scisti a graptoliti o Formazione di Genna Muxerru. Si tratta di metargilliti e metasiltiti nerastre per la presenza di un ricco contenuto in materiale organico. A queste metapeliti possono localmente intercalarsi delle rare metarenarie e straterelli diasprini nerastri ("Liditi" Auctt.). I reperti fossiliferi sono costituiti da associazioni a graptoliti del Siluriano inferiore. Lo spessore di questa formazione si aggira per lo più attorno a qualche decina di metri.

Inoltre, ad ovest e sud-ovest di Guspini affiorano anche corpi magmatici intrusivi di età Carbonifero superiore-Permiano. In particolare si tratta di corpi granitoidi a composizione granodioritica-monzogranitica inequigranulari e di granitoidi (granodioriti e leucograniti) peralluminosi a cordierite. Queste plutoniti, ma anche le rocce cambriano-ordoviciane incassanti, sono localmente tagliate da filoni di quarzo relativi al

Complesso filoniano di età paleozoica superiore che intrude le rocce varisiche, particolarmente nei settori meridionali dell'isola. Tutti questi corpi magmatici si sono messi in posto all' interno della pila tettonica varisica già costituita.

1.2.1.2 Rocce della copertura sedimentaria alpina

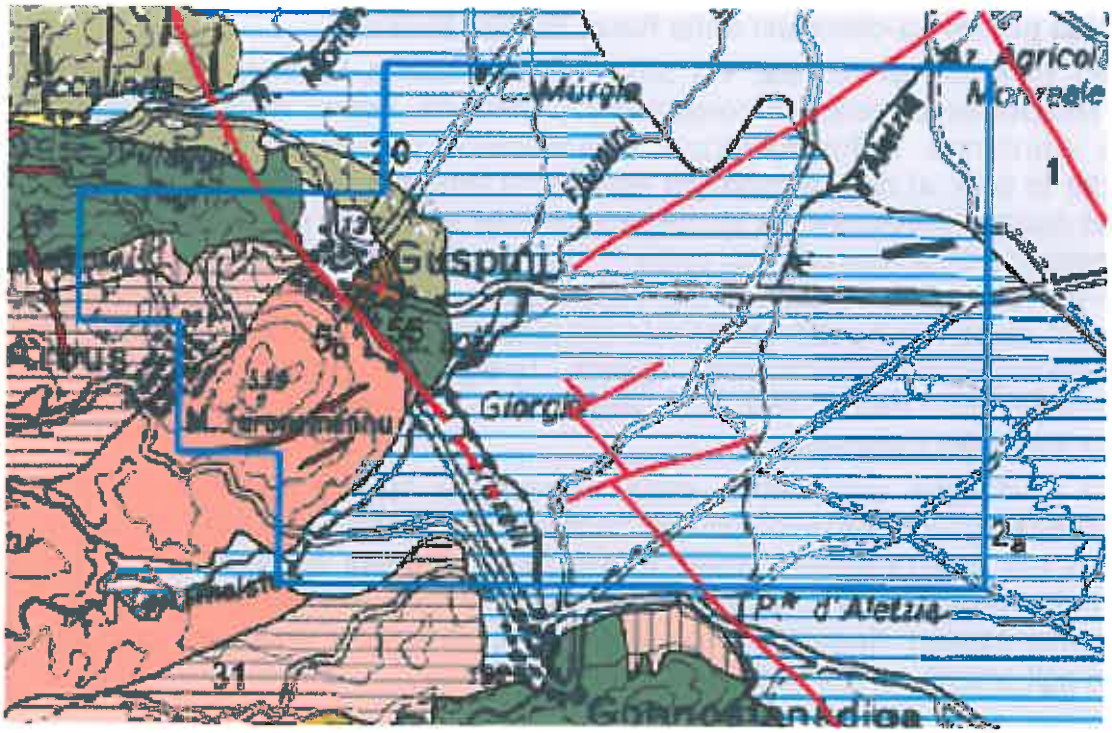
Si tratta di un piccolo affioramento presso l'abitato di Guspini. Queste rocce risultano sottoposte stratigraficamente alle vulcaniti oligo-mioceniche e plio-pleistoceniche. La base stratigrafica è coperta, ma è verosimile un suo appoggio sulle rocce del basamento cristallino paleozoico. Si tratta di rocce carbonatico-dolomitiche e subordinatamente calcaree, talora marnose, alle quali possono localmente essere associati gessi ed argille ("Muschelkalk" e "Keuper" Auctt.). Spesso includono fossili di ambiente neritico e transizionale (ad esempio palinomorfi, foraminiferi, gasteropodi, brachiopodi, crinoidi, conodonti e celenterati) di età Trias medio-superiore.

1.2.1.3 Vulcaniti calc-alcaline oligo-mioceniche

Queste rocce affiorano, al di sotto delle coperture clastiche pleistoceniche-oloceniche, nell'area del permesso di ricerca presso Guspini. Riteniamo che comunque possano essere presenti anche nel sottosuolo della prospiciente piana del Campidano. Inoltre, sempre presso Guspini, affiora il diretto contatto tra le suddette vulcaniti e le sottostanti rocce del basamento cristallino paleozoico (vedi anche sezioni geologiche in Fig. 8-10). In particolare, queste vulcaniti hanno composizione intermedio-basica, ovvero si tratta di andesiti, basalti andesitici e trachiandesiti in forma di colate laviche ("Serie andesitica" Auctt.). L'età è Oligocene superiore-Miocene inferiore (Burdigaliano). Nel sottosuolo del Campidano, queste vulcaniti possono raggiungere spessori di oltre 400m (Pozzi SAIS Oristano 2 e Campidano 1).

1.2.1.4 Vulcaniti plioceniche-pleistoceniche

Queste vulcaniti sono esposte nel Permesso di Ricerca solo in corrispondenza dell' abitato di Guspini e, quindi, ubicate sul bordo dell' occidentale prospiciente la Fossa del Campidano.
Queste vulcaniti sono rappresentate da rocce effusive basiche, verosimilmente legate (come le precedenti riolitico-dacitiche), all' evento effusivo del Complesso vulcanico del M.Arci (ubicato circa 30km a nord dell' area in esame). Si tratta di basalti alcalini e transizionali, basaniti, trachibasalti e hawaiiti, talora con noduli peridotitici; talora sono presenti anche andesiti basaltiche e basalti sub-alcalini. L' età di queste vulcaniti basiche è Pliocene-Pleistocene.



Ghiaie, sabbie, limi e argille sabbiose dei depositi alluvionali, colluviali, eolici e litorali, Travertini. OLOCENE

Conglomerati, sabbie, argille più o meno compatte, in terrazzi e conoidi alluvionali. Pliocene-Pleistocene

Formazione di Samassi - Conglomerati, arenarie e argille di sistema alluvionale (Campidano). Pliocene medio/sup-Pleistocene.

Andesiti, andesiti basaltiche e rari basalti ad affinità tholeitica e calcalcalina; lave dacitiche e andesitiche in cupole e filoni; OLIGOCENE sup. - MIOCENE inf.

Basalti alcalini e transizionali, basaniti, coni di scorie basaltiche: Pliocene-Pleistocene

Granodioriti, monzogranitiche inequigranulari.

Arenarie di S.Vito e Formazione di Solanas - Metarenarie micacee e quarziti alternate a metapeliti e rari metaconglomerati. Cambiano medio-Ordoviciano inf.

Metarioliti e metariodaciti, alla abse quarziti e metarenarie; Ordoviciano medio.

Fig. 7: Geologia dell'area oggetto del permesso di ricerca (modificato da Barca *et al.*, 1996)

1.2.1.5 Depositi pliocenici-olocenici della Fossa del Campidano

Più ad est del Permesso di ricerca, tra S.Gavino Monreale e Samassi, sono presenti affioramenti relativamente estesi di conglomerati, arenarie, marne siltose ed argille di ambiente da alluvionale a fluvio-deltizio ("Formazione di Samassi"). E' verosimile ritenere, anche in base ai dati di sondaggi esplorativi profondi (es. il pozzo Oristano 1 della SAIS) che questa formazione sia presente anche nel settore di piana del Campidano dell' area interessata dalla ricerca (vedi unità 11 nella sezione di Fig. 8). I clasti di questi depositi sono prevalentemente derivati dal rimaneggiamento di sedimenti miocenici e, verso l'alto dell' unità, anche dal basamento paleozoico. L'età di questa formazione è Pliocene medio/superiore-?Pleistocene. Questa formazione, che può arrivare a presentare una potenza fino a 550 m., rappresenta il principale riempimento sin-tettonico della Fossa del Campidano.

Inoltre, lungo il margine occidentale della depressione tettonica campidanese (ad esempio ad oriente di Guspini) sono presenti conglomerati, sabbie e argille, più o meno compattate, di età villafranchiana legati a terrazzi o conoidi alluvionali ("Alluvioni antiche" Auctt.). Altrove, e particolarmente nella parte centrale del bacino, affiorano depositi olocenici clastici fluviali ed eluvio-colluviali di natura ghiaiosa, sabbiosa e limosa relativi agli attuali corsi d'acqua (es. T. Flumini Belu).

1.2.2 Lineamenti tettonici

Al di là delle deformazioni e del metamorfismo di basso grado varisico che impronta le rocce paleozoiche, l' elemento tettonico più importante dell' area è senz'altro il sistema di faglie normali ad alto angolo del bordo occidentale della Fossa del Campidano (Fig.7 e Tav.2). Questa fossa, evolutasi essenzialmente nel Pliocene in clima tettonico distensivo, presenta nel suo insieme una larghezza di circa 12 km per uno sviluppo longitudinale di circa 100km (Da Oristano a Cagliari) e mostra una orientazione da circa N-S, nell' area di Oristano, che ruota a circa NO-SE e NNO-SSE, da Uras fino a Cagliari. Come si può notare dalle sezioni geologiche riportate di seguito (Figg. 8-10) c'è stata un'evoluzione nella interpretazione strutturale; infatti gli studi più recenti sono supportati da dati gravimetrici che evidenziano, almeno nel medio Campidano, una maggiore inclinazione e rigetto per le faglie bordiere orientali (interpretabili così come "faglie maestre") rispetto a quelle occidentali, facendo così assumere alla fossa tettonica un profilo nettamente asimmetrico a semi-graben (Balia et al., 1984, 1991). Il substrato cristallino paleozoico nelle parti più profonde della fossa dovrebbe trovarsi a profondità di oltre 2000 m, al di sotto dei sedimenti e vulcaniti calc-alcaline oligo-mioceniche, dei depositi marini miocenici, di quelli villafranchiano-olocenici (es. la Formazione di Samassi), come è anche dimostrato dai sondaggi esplorativi profondi della SAIS (Pozzo Oristano 1 e 2 e Campidano 1) e dalle indagini geofisiche (Balia et al., 1984).

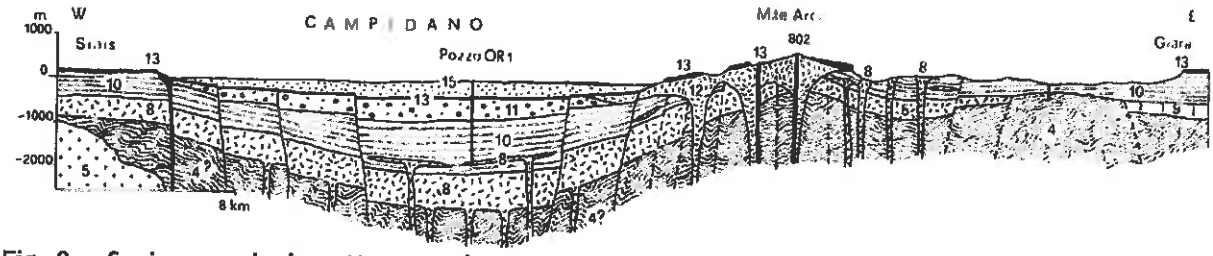


Fig. 8 : Sezione geologica attraverso la parte settentrionale del Graben del Campidano (da Pala et al., 1982)

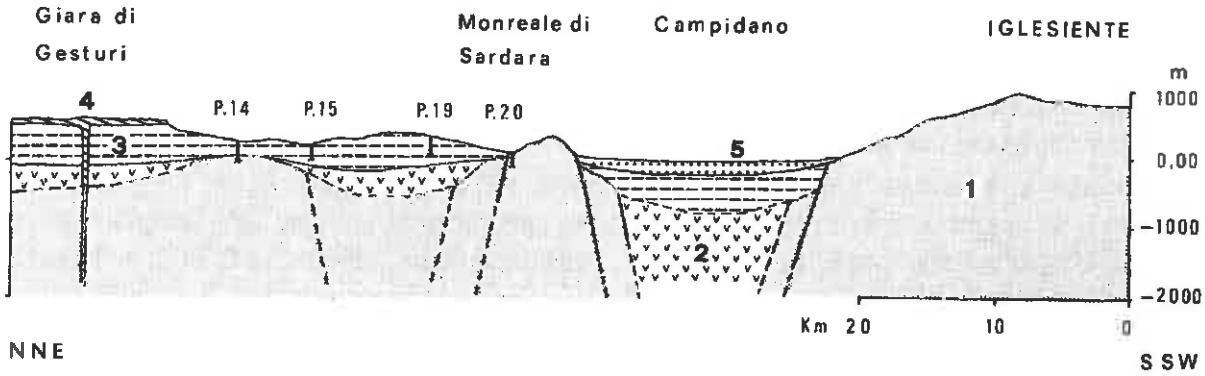


Fig.9 - Sezione geologica tra la Giara di Gesturi e l'Iglesiente (da Loddo et al., 1982).

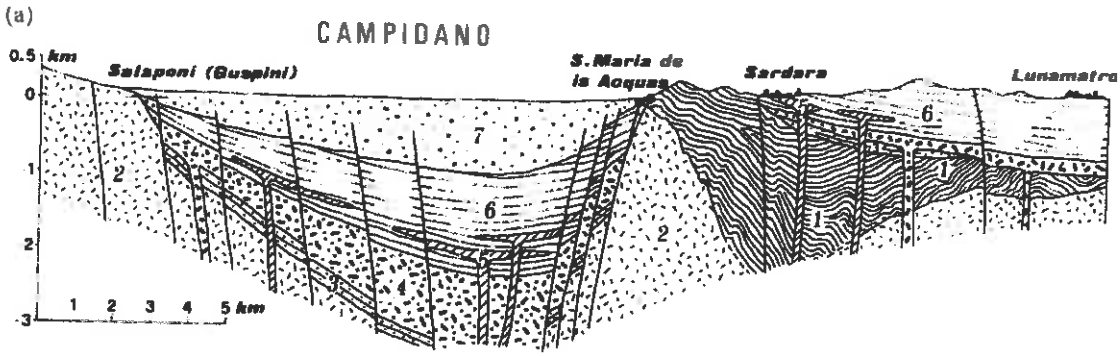


Fig.10 - Sezione geologica attraverso il Campidano da Salaponi e Sardara (da Balia et al., 1991).

Nell'area in esame il sistema di faglie bordiere ha una direttrice NO-SE. In particolare questo sistema è definibile come una gradinata di faglie, probabilmente vicarianti, che ribassano verso nord-est il margine dell' Horst dell' Iglesiente-Sulcis, in larga parte costituito dal basamento cristallino varisico. La recente cartografia geologica alla scala 1:25.000 della Regione Sardegna (vedi anche Tav. 2) evidenzia, inoltre, nelle rocce paleozoiche dell' Horst dell' Iglesiente-Sulcis sia sistemi di faglie normali ad alto angolo a direzione campidanese che altri a direzione prevalente NE-SO. Questi stessi sistemi potrebbero verosimilmente essere presenti anche all'interno della depressione tettonica, delimitando blocchi caratterizzati da diversa entità di sprofondamento.
A questo riguardo è da tempo stata definita in base alle prospezioni geofisiche la cosiddetta "Soglia di Guspini-Sardara" (Pala et al., 1982; vedi schema tettonico della

Sardegna di Cocozza & Maxia, 1968 in Fig.3 tratta da Desio, 1973), riconducibile ad una faglia trasversale che divide il bacino campidanese in due settori principali: il bacino di Oristano (o Campidano settentrionale) e quello di Cagliari (o Campidano meridionale) (Figure 7 e 11, Tav. 2). A questa "soglia" è associata anche una evidente anomalia magnetica (anomalia di Terralba-Guspini) che corrisponderebbe con una struttura laccolitica legata all'evento magmatico miocenico del M.Arcuentu (Ciminale et al., 1985). Pala et al. (1982) ha inoltre ipotizzato la presenza di lineee tettoniche circa N-S ("Corridoio di Pabillonis") che interesserebbero la "Soglia di Guspini-Sardara" permettendo il collegamento tra i due bacini campidanesi. Più recentemente, Balia et al. (1984, 1991) hanno messo in luce con dati gravimetrici che il Campidano meridionale è a sua volta suddivisibile in due bacini, ovvero il Bacino di S.Gavino e il Bacino di Cagliari separati dall'alto di Samassi-Serramanna-Villasor orientato circa N-S (Fig. 11). Gli stessi autori hanno stabilito che nel Bacino di S.Gavino il substrato cristallino paleozoico raggiunga la sua massima profondità (circa 3000m).

Pertanto, dalla revisione dei dati ottenuti dalla letteratura geologica, risulta evidente che l' area in esame sia interessata da almeno due diversi sistemi di elementi tettonici distensivi fragili ad alto angolo (a direzione "campidanese", ovvero NO-SE, e trasversale a questo, ovvero NE-SO) che hanno estesamente frammentato il substrato pre-pliocenico. Queste strutture rappresentano verosimilmente fasce preferenziali per la circolazione dei fluidi meteorici, verso il basso, e di quelli termominerali-idrotermali, verso l' alto, anche nel caso di rocce di per sé scarsamente permeabili (es. le vulcaniti, il basamento cristallino paleozoico).

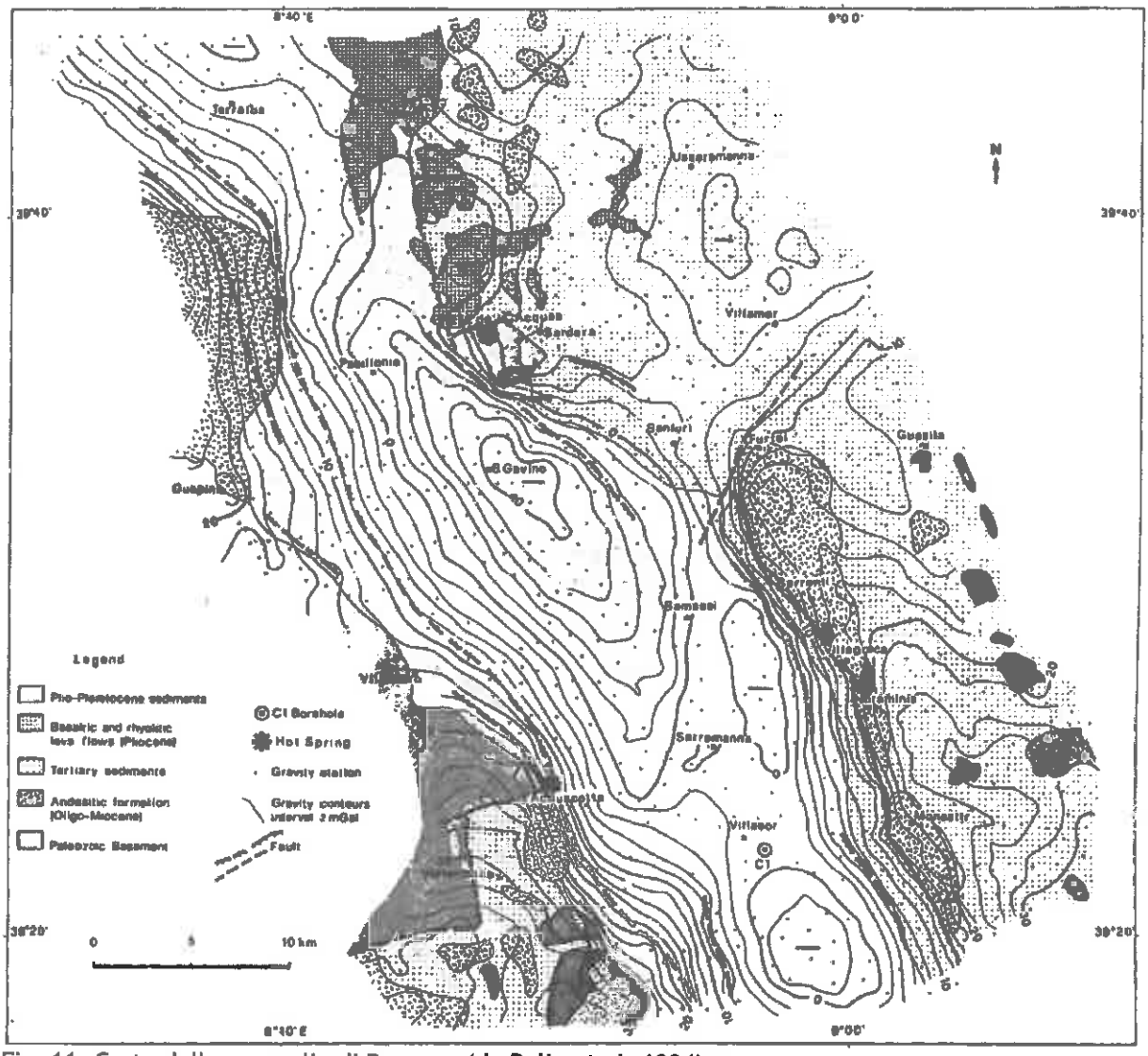


Fig. 11: Carta delle anomalie di Bouguer (da Balia et al. 1984).

2 Inquadramento geomorfologico

La morfologia dell'area risente direttamente della strutturazione tettonica più recente, ovvero dell'impostazione della Fossa del Campidano che ha avuto la sua massima attività durante il Pliocene medio-Quaternario. Infatti, il territorio presenta quote più elevate sia verso nord-est (con quote generalmente di 100-200m e solo localmente superiori a 300 m) sia verso SE (con un paesaggio ben più aspro caratterizzato frequentemente da rilievi che superano i 500m) che degradano nella grande depressione valliva del Campidano. In particolare, il Campidano costituisce l'area pianeggiante più estesa della Sardegna che ha come propri limiti geografici il Golfo di Cagliari, a SE, e quello di Oristano, a NO. Questa depressione separa nettamente i due settori montuosi dell'Isola corrispondenti all'Horst dell'Iglesiente-Sulcis, a SO, e quello della Marmilla-Sarrabus, a NE. Ad Occidente è limitato dai rilievi montuosi dell'Iglesiente, dai quali i corsi d'acqua si riversano a valle con rapide e qualche cascata. Il lato orientale è caratterizzato da un passaggio meno brusco dalla pianura del Campidano alle basse colline della Marmilla e della Trexenta e ai più aspri rilievi paleozoici del Sarrabus-Gerrei.

La geomorfologia dell'area è influenzata principalmente dai fenomeni erosivi connessi alla sua evoluzione geologica plio-pleistocenica con lo sviluppo della depressione del Campidano, ma i fenomeni erosivi hanno avuto anche un controllo di tipo litologico.

Il profilo morfologico della fossa campidanese è invece quello di una piana alluvionale interrotta da rilievi a deboli pendenze che lungo il margine orientale assumono un caratteristico assetto a cuesta, rilievo monoclinale asimmetrico caratterizzato da un fronte ripido e da un dorso con lieve pendenza.

Una buona parte dell'area esaminata è ricoperta da depositi alluvionali antichi solcati dai principali corsi d'acqua della zona (es. il Flumini Belu e il R. d'Aletzia). La forte antropizzazione dovuta allo sfruttamento agricolo delle aree pianeggianti e di quelle alla base dei rilievi ha contribuito spesso a modificare sostanzialmente l'aspetto morfologico originario.

3 Caratteristiche geotermiche dell'area

Utili informazioni riguardo alla presenza di fluidi geotermici nell'area in esame derivano dalla elaborazione di dati esistenti relativi all'inventario geotermico nazionale del Ministero dell'Industria ed all'Atlante dell'inventario geotermico della Comunità Europea, nonché da pubblicazioni del Sottoprogetto Energia Geotermica del CNR (Loddo et al., 1982; Panichi & Squarci, 1982).

Ai fini del presente studio propedeutico sono state utilizzate le carte tematiche relative alle temperature alla profondità di 1000 m e all'andamento del flusso di calore.

In particolare, l'area di Guspini è da considerarsi una tra le più interessanti dal punto di vista geotermico di tutta la Sardegna. Infatti, le temperature estrapolate a 1000 m risulterebbero superiori ai 60°C (oltre 80°C verso est), mentre il flusso di calore si avvicina a 3 $\mu cal/cm^2\ s^{-1}$ (ovvero 125 mW/m^2), ovvero il doppio del flusso medio terrestre (Fig. 12).

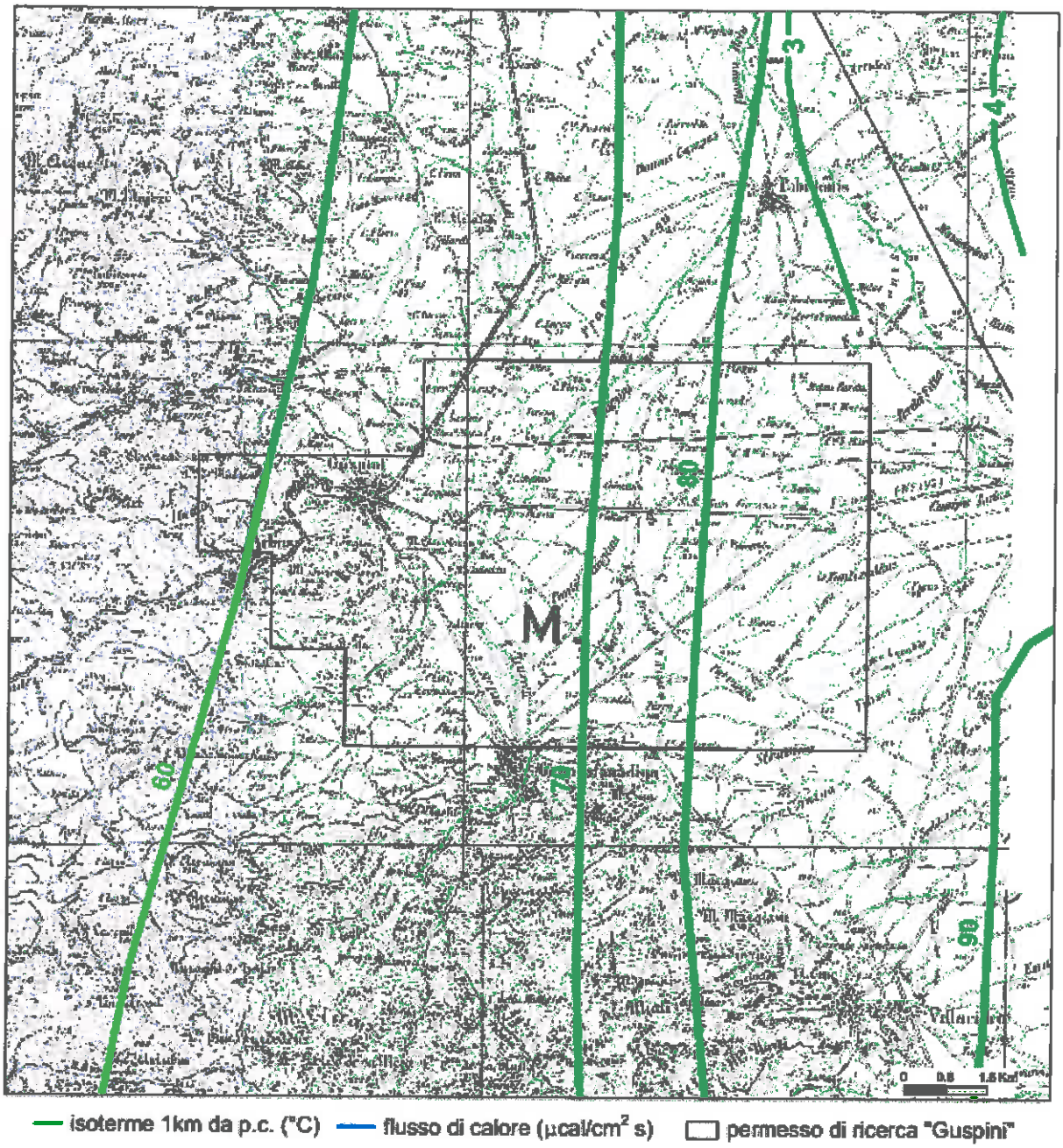


Fig. 12: Carta del gradiente geotermico (°C/km) e del flusso di calore (µcal/cm^2 s^{-1}). (dati tratti da: Inventario delle risorse geotermiche nazionali, ENELENI-AGIP-CNR-ENEA, 1987)

Per quanto riguarda il serbatoio geotermico, questo sarebbe da ritenersi ubicato nelle rocce metamorfiche fratturate del basamento paleozoico, affiorante sui bordi del graben e sepolto fino a profondità di oltre 2000 m sotto il livello del mare nelle parti più sprofondate della fossa. La circolazione di acqua calda nelle rocce cristalline paleozoiche sepolte è originata da infiltrazioni meteoriche che avvengono in corrispondenza sempre delle grandi linee di frattura che bordano ad oriente e ad occidente la fossa campidanese. Non possono essere escluse circolazioni di acque meteoriche verso il basso e termali in risalita per mezzo di sistemi sepolti di faglie normali all'interno del graben campidanese. La temperatura nel serbatoio profondo è stimabile attorno ai 130°C (vedi oltre).

Inoltre potrebbero essere presenti orizzonti permeabili, anche a profondità inferiori, ad

esempio all' interno delle vulcaniti calc-alcaline oligo-mioceniche localmente fratturate in corrispondenza dell' intersezione dei sistemi di faglia regionali.

Pertanto, tutti gli elementi oggi disponibili lasciano supporre che nell'area del permesso siano presenti le condizioni base per l'esistenza in profondità di risorse geotermiche di interesse economico ed in particolare:

- la presenza di una discreta anomalia termica;
- la presenza di rocce serbatoio, localmente con caratteristiche di permeabilità positive, intercettabili a profondità verosimilmente compatibile con i costi dell'investimento;
- la presenza di formazioni di copertura con idonee caratteristiche di impermeabilità in grado di delimitare verso l'alto il serbatoio geotermico.

L'accertamento della effettiva esistenza e soprattutto consistenza di queste condizioni base costituisce l'oggetto della ricerca presentato in questo documento.