

Geological Field Trips

2012

Vol. 4 (2.2)

ISSN: 2038-4947



*Società Geologica
Italiana*



ISPRA

Istituto Superiore per la Protezione
e la Ricerca Ambientale

SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA
Organo Cartografico dello Stato (legge N°88 del 2-2-1960)
Dipartimento Difesa del Suolo

La geologia della Sardegna

84° Congresso Nazionale della Società Geologica Italiana, Sassari 15-17 settembre 2008

DOI: 10.3301/GFT.2012.04

GFT - Geological Field Trips

Periodico semestrale del Servizio Geologico d'Italia - ISPRA e della Società Geologica Italiana
Geol.F.Trips, Vol.4 No.2.2 (2012), 104 pp., 64 figs. (DOI 10.3301/GFT.2012.04)

La geologia della Sardegna

84° Congresso Nazionale della Società Geologica Italiana, Sassari 15-17 settembre 2008, Escursione E01

Luigi Carmignani⁽¹⁾, Paolo Conti⁽¹⁾, Antonio Funedda⁽²⁾, Giacomo Oggiano⁽³⁾, Sandro Pasci⁽⁴⁾

⁽¹⁾ Centro di GeoTecnologie - Università degli Studi di Siena, San Giovanni Valdarno (Ar).

⁽²⁾ Dipartimento di Scienze Chimiche e Geologiche, Università degli Studi di Cagliari, Cagliari (Ca).

⁽³⁾ Dipartimento di Scienze della Natura e del Territorio, Loc. Piandanna - Sassari (Ss).

⁽⁴⁾ Consulente Regione Autonoma della Sardegna Progetto Carg, Via Dolcetta - Cagliari (Ca).

Corresponding Author e-mail address: afunedda@unica.it

Responsible Director

Claudio Campobasso (ISPRA-Roma)

Editor in Chief

Gloria Ciarapica (SGI-Perugia)

Editorial Responsible

Maria Letizia Pampaloni (ISPRA-Roma)

Editorial Manager

Mauro Roma (ISPRA-Roma)

Convention Responsible

Anna Rosa Scalise (ISPRA-Roma)

Alessandro Zuccari (SGI-Roma)

Editorial Board

*M. Balini, G. Barrocu, C. Bartolini,
D. Bernoulli, F. Calamita, B. Capaccioni,
W. Cavazza, F.L. Chiocci,
R. Compagnoni, D. Cosentino,
S. Critelli, G.V. Dal Piaz, C. D'Ambrogi,
P. Di Stefano, C. Doglioni, E. Erba,
R. Fantoni, P. Gianolla, L. Guerrieri,
M. Mellini, S. Milli, M. Pantaloni,
V. Pascucci, L. Passeri, A. Peccerillo,
L. Pomar, P. Ronchi (Eni),
B.C. Schreiber, L. Simone, I. Spalla,
L.H. Tanner, C. Venturini, G. Zuffa.*

ISSN: 2038-4947 [online]

<http://www.isprambiente.gov.it/it/pubblicazioni/periodici-tecnici/geological-field-trips>

The Geological Survey of Italy, the Società Geologica Italiana and the Editorial group are not responsible for the ideas, opinions and contents of the guides published; the Authors of each paper are responsible for the ideas, opinions and contents published.

Il Servizio Geologico d'Italia, la Società Geologica Italiana e il Gruppo editoriale non sono responsabili delle opinioni espresse e delle affermazioni pubblicate nella guida; l'Autore/i è/sono il/i solo/i responsabile/i.

INDEX

Information

Riassunto	5
Abstract	5
Informazioni generali sugli itinerari	6
Primo giorno	6
Secondo giorno	8
Terzo giorno	10

Excursion notes

Inquadramento geologico	12
Il basamento varisico sardo	13
<i>La struttura della catena varisica</i>	18
<i>Collasso del cuneo orogenico varisico</i>	19
Le coperture meso-cenozoiche	22
<i>Tettonica delle coperture post-varisiche</i>	23
<i>Tettonica trascorrente terziaria</i>	24
<i>Tettonica distensiva del Miocene medio</i>	25

Itinerary

Primo giorno - La tettonica terziaria della Sardegna centro-settentrionale

Sguardo geologico d'insieme	27
Descrizione dell'itinerario	36
Stop 1.1 - Strada Mores-Ittireddu: le vulcaniti oligo-mioceniche	37
Stop 1.2 - Oppia Nuova: il conglomerato basale del 2° ciclo sedimentario miocenico	39
Stop 1.3 - Mores: transizione da depositi continentali a marini	40
Stop 1.4 - Circonvallazione di Mores: la successione	

carbonatica litorale	41
Stop 1.5 - Mores (serbatoio d'acqua): la successione marnosa del 2° ciclo sedimentario miocenico	42
Stop 1.6 - Monte Lachesos: i depositi silicoclastici e carbonatici del 3° ciclo sedimentario miocenico e panorama sulla strutturazione del bacino	42
Stop 1.7 - S.S. 131 d.c.n., km 38: depositi sintettonici oligo-miocenici del bacino transtensivo di Ottana	45
Stop 1.8 - Cava dismessa (Cuile Romasinu-Monte Albo): contatto tettonico tra il basamento paleozoico, i calcari giurassici della formazione di M. Bardia e i conglomerati sintettonici terziari	46
Stop 1.9 - Monte Pizzinnu: contatto tettonico tra il basamento paleozoico granitico e i calcari giurassici della formazione di M. Bardia	50
Stop 1.10 - S.S. 131 d.c.n., presso P.ta Urros-M. Albo: panoramica della struttura a fiore di M. Albo	51
Stop 1.11 - Sa Mitra (Galtelli): scaglia tettonica di calcari arenacei dell'Eocene inferiore	52

Secondo giorno - Successione meso-cenozoica e zona a falde del basamento varisico della Sardegna sud-orientale

Sguardo geologico d'insieme	54
Descrizione dell'itinerario	60
Stop 2.1 - Pitzu Sant'Antonio: la discordanza basale giurassica	61
Stop 2.2 - Sud di Perdasdefogu: faglie dirette post-eoceniche	62
Stop 2.3 - Arcu is Fronestas: la discordanza angolare triassica	63
Stop 2.4 - Escalaplano: la discordanza angolare eocenica ...	63
Stop 2.5 - Escalaplano: la successione triassica	63
Stop 2.6 - Genna Mesa: sovrascorrimento varisico	

nell'unità tettonica del Gerrei e successione paleozoica	64
Stop 2.7 - Porto Corallo: arenarie di San Vito, fianco rovescio di pieghe isoclinali varisiche	67
Stop 2.8 - Monte Perdosu: Successione del Cambriano- Ordoviciano superiore dell'unità tettonica del Gerrei	69
Terzo giorno - Aspetti stratigrafici e strutturali del basamento varisico dell'Iglesiente	
Sguardo geologico d'insieme	71
Descrizione dell'itinerario	75
Stop 3.1 - Panoramica del bacino terziario del Cixerri	77
Stop 3.2 - Contatto stratigrafico tra la fm. di Gonnese e quella di Campo Pisano lungo la sinclinale E-W di Iglesias ..	76
Stop 3.3 - Discordanza basale tra i sedimenti carboniferi (fm. di Rio S. Giorgio) e le metasiltiti cambro-ordoviciane (fm. di Cabitza)	78
Stop 3.4 - Caratteri strutturali al contatto tra la fm. di Gonnese e la fm. di Cabitza presso Monteponi	80
Stop 3.5 - Interferenza tra strutture E-W e N-S nella fm. di Cabitza presso Bindua	82
Stop 3.6 - "Discordanza sarda" di età ordoviciano media tra la fm. di Cabitza e la fm. di M. Argentu lungo la strada per Nebida	83
Stop 3.7 - Base della successione triassica e caratteri strutturali dell'area di M. San Giuseppe: anticlinali-sinformi e sinclinali-antiformi	85
Stop 3.8 - "Discordanza sarda" di età ordoviciano media tra la fm. di Cabitza e la fm. di M. Argentu lungo la passeggiata di Nebida	87
Stop 3.9 - Interferenza tra pieghe E-W e pieghe N-S presso Masua	88
Stop 3.10 - La struttura mineraria di Porto Flavia	90
Bibliografia	92

Riassunto

La Sardegna per la sua attuale posizione al centro del Mediterraneo occidentale riflette una storia geologica molto articolata, che testimonia, in maniera più o meno completa, alcuni dei grandi eventi geodinamici degli ultimi 400 milioni di anni (varisico, tetideo ed alpino *sensu lato*). Infatti vi affiorano rocce sedimentarie, vulcaniche, intrusive, metamorfiche che, quasi senza soluzione di continuità, rappresentano l'intero Eontema Fanerozoico e parte di quello Proterozoico.

La presente guida all'escursione svoltasi in chiusura dell'84° Congresso Nazionale della Società Geologica Italiana, tenutosi in Sardegna nel 2008 dopo circa 60 anni, offre la possibilità di apprezzare direttamente almeno una parte di tale complessità.

Il primo giorno è dedicato all'evoluzione stratigrafica e tettonica meso-cenozoica testimoniata nella Sardegna centro-settentrionale. Il secondo giorno permette di conoscere l'edificio a falde tettoniche che contraddistingue il basamento varisico della Sardegna centro meridionale. Il terzo giorno permette di visitare la zona esterna dello stesso basamento varisico, dove i caratteri primari dell'antico margine passivo del Nord-Gondwana sono ben conservati.

Parte dei riferimenti bibliografici e degli inquadramenti sono stati aggiornati con alcune recenti pubblicazioni, ma il testo rimane sostanzialmente fedele a quello originale come pure lo sono gli itinerari descritti.

Parole chiave: *84° Congresso Nazionale della Società Geologica Italiana, Sardegna, basamento varisico, successione meso-cenozoica.*

Abstract

The present-day position of the Sardinia Island is the result of a complex geological history that testifies, more or less completely, some of the greatest geodynamic events occurred in the last 400 Ma (Variscan, Thetys and Alpine s.l. evolution). Actually, there crop out sedimentary, magmatic and metamorphic rocks emplaced during the whole Phanerozoic Eon and of the last part of the Proterozoic.

This guide to the field trip happened at the end of the 84th National meeting of the Società Geologica Italiana, allows to appreciate directly a part of this complexity.

The first day is dedicated to the Meso-cenozoic stratigraphic and tectonic evolution observable in the central-northern side of the island. The second day allows to visit the Variscan nappe zone that crops out in Central Sardinia. The third day is dedicated to the variscan foreland in Southern Sardinia where the formations developed along the ancient North Gondwana margin are well preserved.

Although some small revisions that take in account some recent papers, text as well as the itinerary is the same of the original field trip.

Key words: 84th National meeting of the Società Geologica Italiana, Sardinia, Variscan basement, Meso-Cenozoic succession.

Informazioni generali sugli itinerari

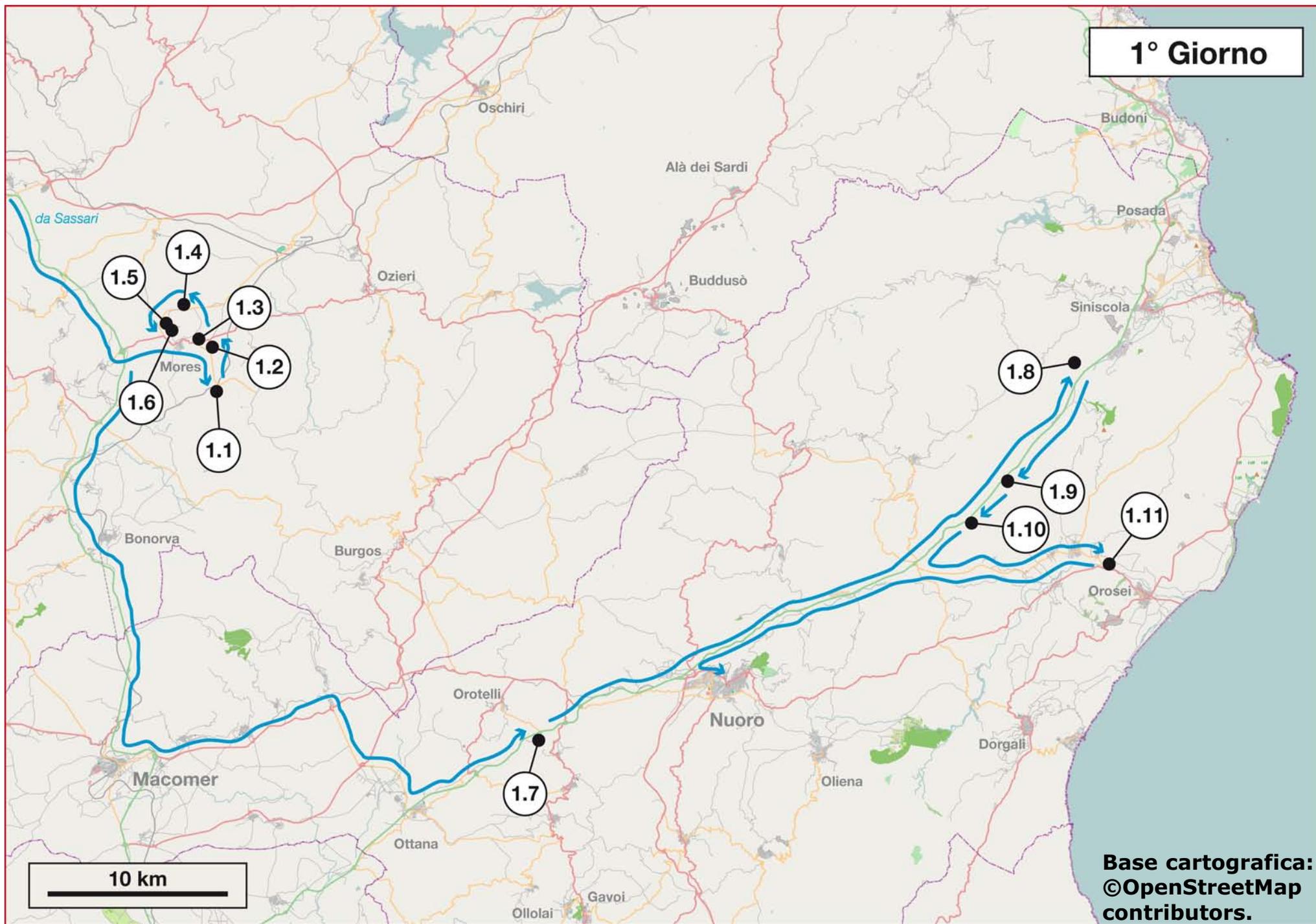
Primo giorno

L'itinerario inizia da Sassari e per la mattinata si svolge interamente nella zona del Logudoro osservando la successione miocenica del 2° ciclo tettono-sedimentario miocenico; nel pomeriggio si prosegue verso Ottana e le Baronie, dove si possono osservare i sedimenti e gli effetti della tettonica trascorrente dovuti al 1° ciclo tettono-sedimentario oligo-miocenico. Esso si svolge prevalentemente lungo strade asfaltate; sono tuttavia previsti alcuni brevi spostamenti a piedi e alcuni tratti di strade di campagna agevolmente percorribili in auto.

Cartografia Consigliata

Carte topografiche: Fogli IGM in scala 1:50.000 Serie nuova 25 (480-Bonorva; 481-Ozieri; 482-Siniscola; 499-Nuoro ovest; 500-Nuoro est; 501-Orosei) e corrispettive sezioni in scala 1:25.000.

Carte geologiche: Carta Geologica del Logudoro (Funedda et al., 2000), Carta geologica del Logudoro settentrionale (Cerri & Oggiano, 2002), Carta Geologica della Sardegna in scala 1:250.000 (Carmignani et al., 2008), Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000 (F° 190 "Bonorva", F°195 "Orosei", F°207 "Nuoro" e F° 208 "Dorgali"; Carta geologica del Graben di Ottana - Sardegna centrale, in scala 1:50.000 (Porcu, 1983).



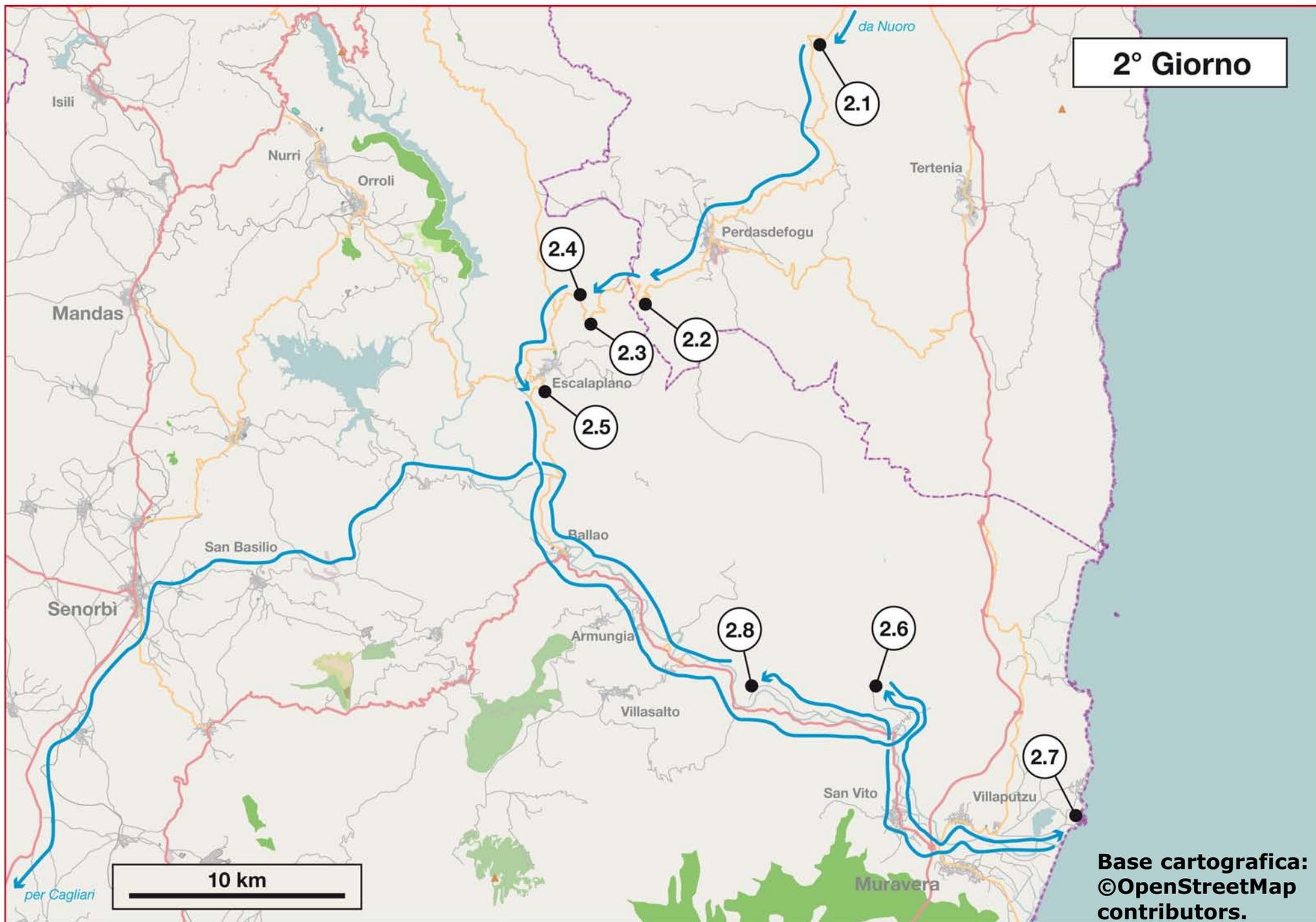
Secondo giorno

L'itinerario, così come ipotizzato, prevede un viaggio di trasferimento di circa due ore da Nuoro per raggiungere il primo Stop poco a sud di Jerzu in Ogliastra, lungo il quale è possibile apprezzare la variazione del paesaggio, passando da aree prevalentemente granitiche a quelle dove i testimoni di più vaste piattaforme carbonatiche mesozoiche hanno le tipiche forme a mesas (zona dei "tacchi"). Durante questa giornata si attraversano le regioni storiche del Nuorese, Ogliastra, Gerrei, Sarrabus e Trexenta.

Cartografia Consigliata

Carte topografiche: Fogli IGM in scala 1:50.000 Serie nuova 25 (480-Bonorva; 481-Ozieri; 482-Siniscola; 499-Nuoro ovest; 500-Nuoro est; 501-Orosei) e corrispondenti sezioni in scala 1:25.000.

Carte geologiche: Carta Geologica della Sardegna in scala 1:250.000 (Carmignani et al., 2008); Carta Geologica d'Italia in scala 1:50.000 (F° 541 "Jerzu" e F°549 "Muravera").



Terzo giorno

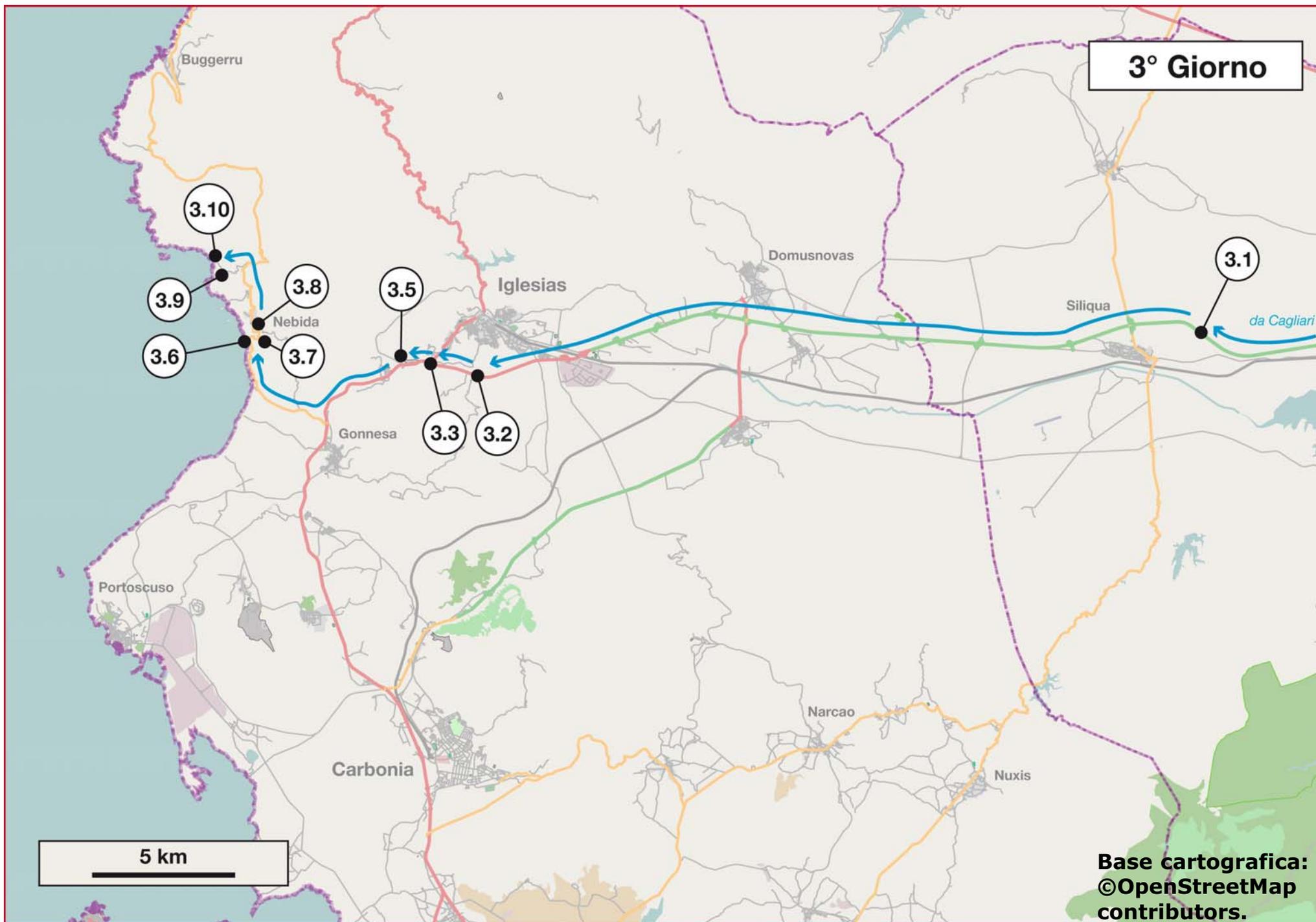
L'itinerario parte da Senorbì ed attraversa la regione collinare della Trexenta, caratterizzata da rocce sedimentarie di età miocenica e da subordinate rocce paleozoiche, fino ad arrivare presso l'abitato di Monastir che segna l'ingresso nella pianura del Campidano. Da questo paese si prosegue verso SW fino a Decimomannu dove si imbecca la S.S. 130 in direzione Iglesias, dopodiché si raggiungono alcune località situate presso la costa sud-occidentale della Sardegna tra Funtanamare e Masua. Il percorso si sviluppa prevalentemente lungo strade asfaltate ad eccezione di piccoli tratti di strade a fondo naturale e di corti sentieri da percorrere a piedi. Oltre all'opportunità di poter osservare località costiere molto suggestive e bei paesaggi montuosi, l'itinerario offre molti esempi di archeologia industriale di grande fascino (tra cui il sito di Porto Flavia, inserito tra gli Stop) legati alla importante tradizione mineraria di tutta la regione dell'Iglesiente.

Cartografia Consigliata

Carte topografiche: Fogli IGM in scala 1:50.000 (F. 555 Iglesias) ed in scala 1:25.000 (555-Buggerru, 555-Iglesias, 555-Villamassargia e 555-Portoscuso).

Carta Tecnica Regionale in scala 1:10.000 (sezioni: 555010, 555020, 555050, 555060, 555070, 555080, 555100, 555110 e 555120).

Carte geologiche: Carta Geologica della Sardegna in scala 1:200.000 (Litografia Artistica Cartografica, Firenze). Carta Geologica d'Italia, Foglio 233 "Iglesias" in scala 1:100.000 (con le relative carte geologiche in scala 1:25.000), Carta Geologica del Paleozoico dell'Iglesiente (Sardegna sud-occidentale) in scala 1:50.000 (Carmignani et al., 1983).





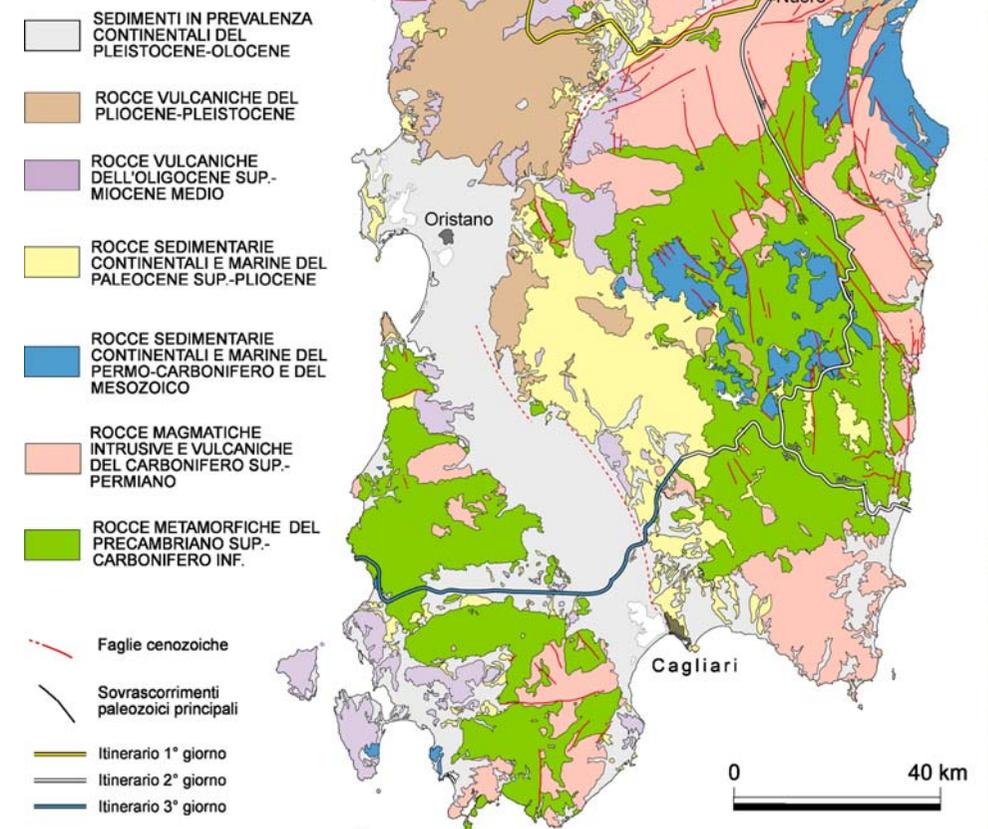
Inquadramento Geologico

da Carmignani et al., 2001b, lievemente modificato

Questa escursione si propone di offrire un quadro generale della geologia della Sardegna, operazione tutt'altro che semplice nell'arco di soli tre giorni: infatti sono rare le aree nel mondo dove, in un areale così ristretto, presentano la varietà di rocce che affiorano in Sardegna e una storia geologica documentata così lunga. Nell'Isola sono rappresentate, in misura circa equivalente, rocce metamorfiche, magmatiche e sedimentarie (Fig. 1).

Le rocce più antiche che hanno età comprese tra un probabile Precambriano ed il Paleozoico superiore, metamorfismo variabile dall'anchizona all'alto grado, hanno subito deformazioni eocaledoniche e soprattutto varisiche. Rocce magmatiche affiorano estesamente, costituendo quasi un terzo dell'Isola; si tratta essenzialmente di un complesso intrusivo tardo-varisico, ad affinità fondamentalmente calcicalina, messi in posto nel Carbonifero superiore-Permiano. Le coperture post-varisiche sono rappresentate da rocce sedimentarie e vulcaniche solo debolmente deformate durante le fasi collisionali alpine ed appenniniche e durante le fasi di *rifting* che hanno portato all'apertura del Bacino balearico e del Mar Tirreno.

Fig. 1 - Schema geologico della Sardegna, con indicato l'itinerario dell'escursione.



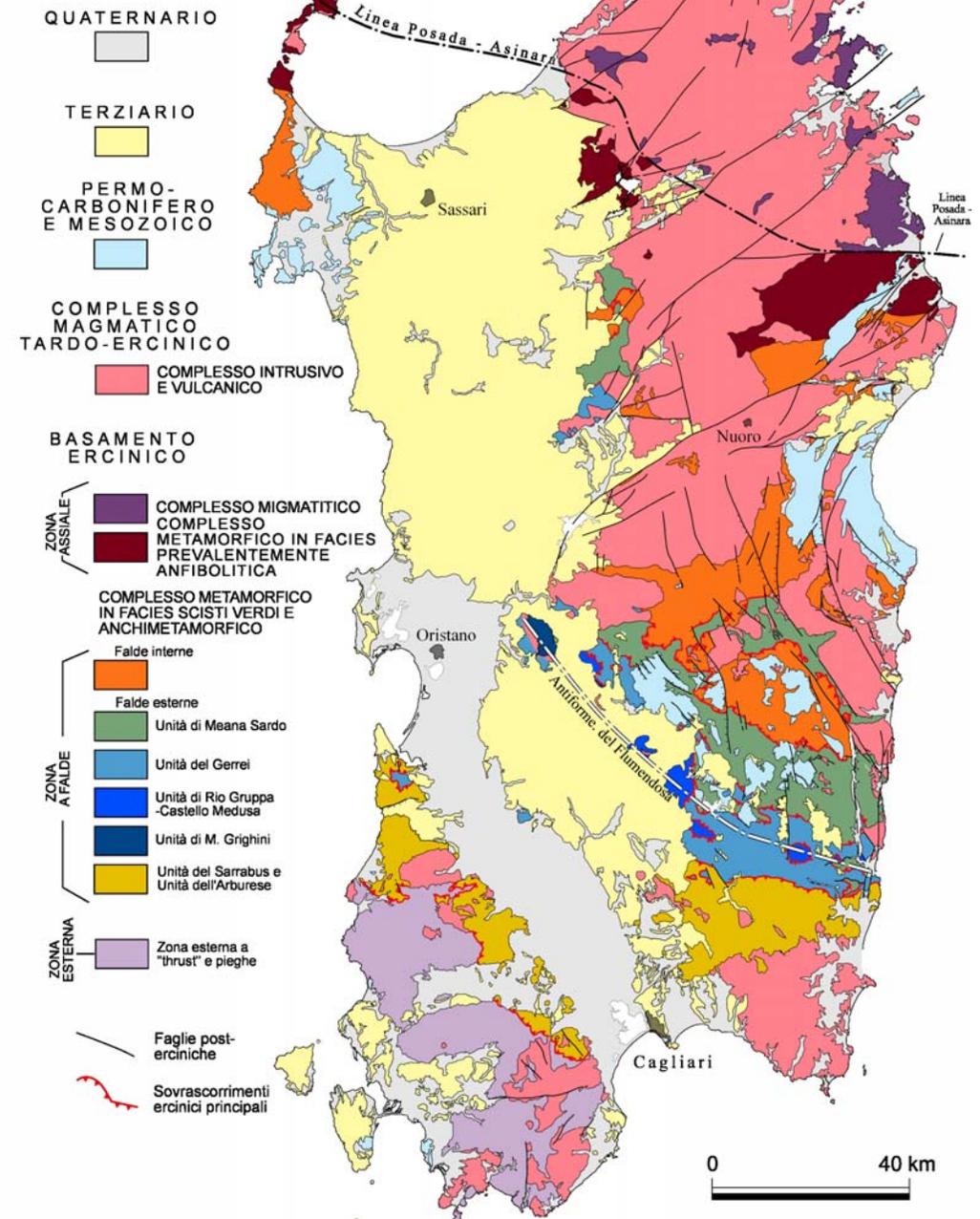


Data questa complessità l'escursione cercherà di illustrare solo gli aspetti principali di questo grande puzzle geologico, tralasciando necessariamente alcuni aspetti pur particolari ed interessanti, come il complesso metamorfico di alto grado della Sardegna settentrionale; sfiorandone solo talaltri, come i prodotti del ciclo magmatico tardo-ercinico ed il complesso vulcanico cenozoico, e comunque non potendo approfondire gli altri. Ugualmente, per ovvia necessità di sintesi, questa guida alla escursione non può trattare in maniera approfondita questi argomenti senza raggiungere dimensioni non consone ad un libretto guida di una escursione; per cui si rimanda alla bibliografia allegata e, per una trattazione estesa, alla monografia realizzata dagli stessi autori sulla Geologia della Sardegna (Carmignani et al., 2001b).

Il basamento varisico sardo

Il basamento metamorfico sardo (Fig. 2) è un segmento della catena varisica europea, separatosi dall'Europa solo nel Miocene inferiore (Burdigaliano). Restaurando il blocco sardo-corso nella posizione pre-deriva miocenica, le strutture fondamentali del basamento delle due isole trovano la loro prosecuzione in Provenza e Catalogna (Alvarez, 1972; Arthaud & Matte, 1966; 1977; Cherchi & Montadert, 1982; Edel et al., 1981; Gattacceca et al., 2007; Matte, 2001; Ricci & Sabatini, 1978; Westphal et al., 1976).

Fig. 2 - Schema tettonico del basamento varisico sardo (da Carmignani et al., 2001c).



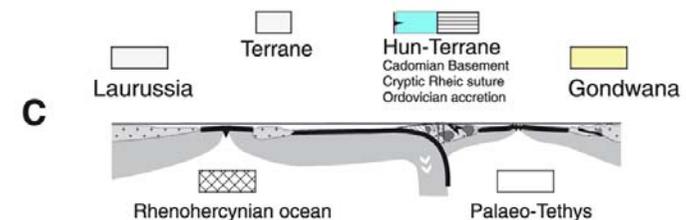
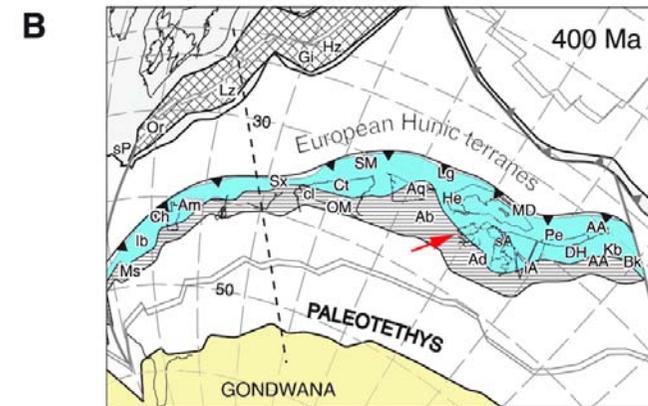
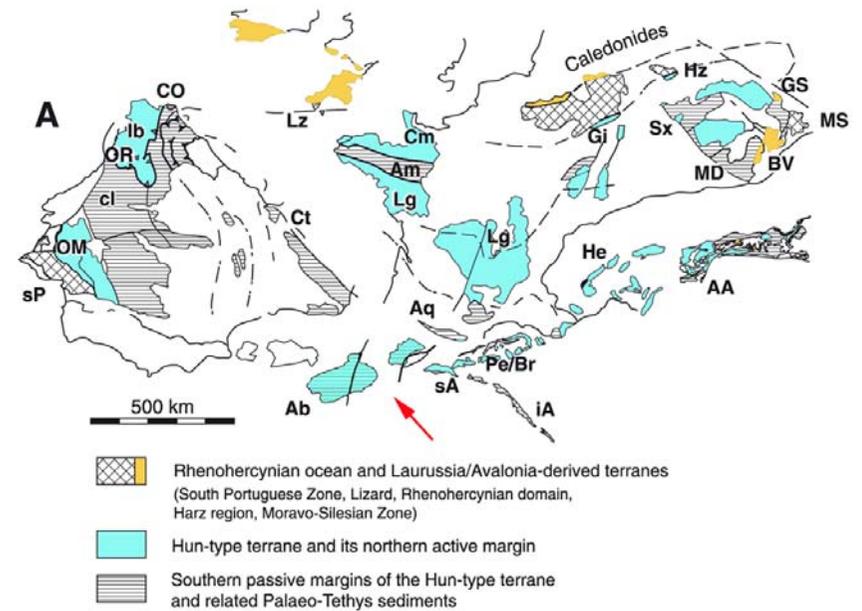
Le diverse ricostruzioni della geometria pre-mesozoica di questa catena (Matte, 1986; Vai & Cocozza, 1986) sono generalmente concordi nel delineare una cintura orogenica arcuata che dalla Spagna giunge al Massiccio centrale francese (arco ibero-armoricano) (Fig. 3).

L'orogenesi varisica ha interessato tutto il basamento della Sardegna con intense deformazioni, un metamorfismo sin-cinematico e un importante magmatismo post-collisionale. L'età varisica della deformazione è ben definita sia su basi stratigrafiche che radiometriche in quanto:

a) nelle zone meridionali con metamorfismo di basso e bassissimo grado, i terreni del Cambriano fino al Carbonifero inferiore (Barca & Olivieri, 1991; Maxia, 1983; Olivieri, 1969; Spalletta, 1982) sono deformati, debolmente metamorfici e ricoperti in discordanza dai sedimenti del (?)Westfaliano D-Stefaniano, non deformati e non affetti da metamorfismo regionale (Cocozza, 1967; Del Rio, 1973; Fondi, 1979);

Fig. 3 - Schema tettonico interpretativo del basamento varisico europeo.

(A) Ricostruzione al Permiano, modificato da Stampfli *et alii* (2001); **(B)** ricostruzione tettonica al Siluriano modificato da Stampfli & Borel (2002); **(C)** sezione schematica interpretativa al Siluriano. Abbreviations: AA, AustroAlpine; Ab, Alboran plate; Ad, Adria s.str.; Am, Armorica; Aq, Aquitaine/French Pyrenees; Bk, Bolkaradag; BV, Brunovistulian; Ch, Channel Islands; cI, central Iberia; Cm, Cadomia s.str.; CO, Cabo Ortegal; Ct, Cantabria-Asturia; Spanish Pyrenees; DH, Dinarides-Hellenides; GS, Gory Sowie; Gi, Giessen-nappe; He, Helvetic; Hz, Harz mountain; iA, Intra-Alpine terrane; Ib, Iberia, NW-allochthon; Kb, Karaburun; Lg, Ligerian; Lz, Lizard; MD, Moldanubian; Ms, Meseta, Morocco; MS, Moravo-Silesian; OM, Ossa Morena; Or, Ordenes ophiolites; Pe, Penninic; Pe/Br Penninic/Brianconnais; sA, South Alpine; SM, Serbo-Mazedonian; sP, South Portugese; Sx, Saxothuringian. La freccia rossa indica la posizione di Sardegna e Corsica.



b) nelle zone settentrionali l'età di chiusura isotopica delle bande delle migmatiti della Gallura è di 344 ± 7 Ma e l'età radiometrica dei minerali metamorfici è compresa tra 350 e 284 Ma (Del Moro et al., 1991; Di Vincenzo et al., 2004; Ferrara et al., 1978);

c) il complesso intrusivo diffuso in tutta l'Isola ha età variabile da 311 a 274 Ma (Cocherie, 1978; 1985; Del Moro et al., 1972; Del Moro et al., 1975; Ghezzi & Orsini, 1982; Oggiano et al., 2005).

In Sardegna affiora una sezione completa della catena varisca: dalle zone esterne che affiorano nella Sardegna SW, fino alle zone interne che affiorano nel settore nord-orientale dell'Isola e proseguono in Corsica. La catena ha direzione NW-SE ed è caratterizzata da raccorciamenti e da una zonazione tettono-metamorfica tipica delle orogenesi da collisione continentale. La polarità metamorfica varia con continuità dall'anchizona nella Sardegna SW, alla facies anfibolitica nella parte NE dell'Isola (Di Simplicio et al., 1974; Franceschelli et al., 1982), e da un'altrettanto netta variazione dello stile strutturale (Carmignani et al., 1979; 1982b).

Il basamento sardo è caratterizzato da falde varisiche vergenti verso SW ("zona a falde" di Carmignani et al., 1987), interposte tra il complesso metamorfico prevalentemente in facies anfibolitica della Sardegna settentrionale e una zona esterna a *thrust* e pieghe ("zona esterna" di Carmignani et al., 1987) intensamente deformata, ma sostanzialmente autoctona, che affiora nella parte SW dell'Isola (Fig. 2). Il mancato riconoscimento di resti di crosta oceanica coinvolta nell'orogene ha portato per lungo tempo ad interpretazioni completamente ensialiche dell'evoluzione della catena: inversione di zone di *rifting* continentale (Carmignani et al., 1979) o grandi movimenti trascorrenti attivi dal Cambriano superiore al Carbonifero. Queste interpretazioni erano sostenute anche dall'opinione, allora ampiamente diffusa, che l'orogene varisico europeo fosse privo di importanti "falde cristalline" e di associazioni ofiolitiche con metamorfismo di alta pressione (Badham, 1982; Krebs & Wachendorf, 1973; Vai & Cocozza, 1986; Zwart, 1967), cosicché le concezioni mobilistiche della tettonica a placche hanno tardato molto ad affermarsi. Quasi un trentennio di ricerche ha invece dimostrato che molti caratteri degli orogeni "alpinotipi" e "ercinotipi" non sono così contrastanti. Secondo Cappelli et al. (1992) e Carmignani et al. (1994b) associazioni assimilabili alle falde cristalline interne del Massiccio Centrale (Burg & Matte, 1978; Burg et al., 1989), affiorano nella Sardegna settentrionale lungo la linea Posada-Asinara (Fig. 2), che separa il complesso migmatitico varisico dal complesso metamorfico varisico prevalentemente in facies anfibolitica (entrambi compresi nella "zona assiale" di Carmignani et al., 1987).

La linea Posada-Asinara è una fascia fortemente deformata, caratterizzata dalla presenza di corpi di limitata estensione di anfiboliti con relitti di paragenesi granulitica, eclogitica (Oggiano & Di Pisa, 1992) e relitti di tessiture milonitiche tipiche di condizioni metamorfiche di alto grado (Elter et al., 1990; Carosi & Palmeri, 2002, Franceschelli et al., 2007). Dati geochimici e geocronologici che indicano un'origine MORB e un'età di circa 950 Ma per i protoliti delle anfiboliti con relitti eclogitici avevano suggerito anche in Sardegna (Cappelli et al., 1992) le ipotesi formulate da alcuni Autori francesi per le variscidi francesi:

- a)** un bacino oceanico di lunga durata tra le placche di Gondwana e di Armorica (Perroud & Bonhommet, 1981), un bacino cioè che iniziò ad aprirsi nel Precambriano e fu subdotto definitivamente nel Devoniano;
- b)** una crosta oceanica precambriana obdotta durante cicli orogenici precambriani o del Paleozoico inferiore (Bernard-Griffith & Cornichet, 1985; Paquette et al., 1985) e metamorfosata sotto condizioni eclogitiche durante l'orogenesi varisica.

Secondo Cappelli et al. (1992), infatti, la linea Posada-Asinara divide due *terrane* saldati assieme durante l'orogenesi varisica e rappresenta una paleo-sutura oceanica trasportata tettonicamente tra un basamento cristallino, forse precambriano, costituito da crosta armoricana decompressa (rappresentato dal complesso migmatitico varisico), e le coperture del margine continentale di Gondwana, impilate nella zona a falde della catena.

Abbandonando quindi l'interpretazione completamente ensialica dell'evoluzione della catena formulata negli anni '70, Cappelli et al. (1992) propongono un'ipotesi che prevede la chiusura di un bacino oceanico, come già ipotizzato per altre regioni da diversi Autori a partire dagli anni '80 (Pin, 1990). In questo modello l'evoluzione del basamento sardo, con i suoi caratteri di catena polideformata e polimetamorfica, trova riscontro in un completo ciclo di Wilson che, a partire dal Cambriano, prevede:

- a)** espansione di un fondo oceanico tra i margini continentali passivi del Gondwana e dell'Armorica dal (?)Precambriano fino all'Ordoviciano inferiore (Fig. 4a);
- b)** un lungo periodo di convergenza tra il Gondwana e l'Armorica (Fig. 4b), con subduzione di tipo B diretta al di sotto del margine del Gondwana e testimoniata dalla diffusione di prodotti vulcanici con chimismo da intermedio-basico ad acido dell' Ordoviciano (Di Pisa et al., 1992; Tommasini et al., 1995), riconducibili ad un arco vulcanico su crosta continentale (tipo andino) (Fig. 4c); quindi una subduzione oceanica al di sotto della placca armoricana, a partire dal Siluriano, mentre il margine della placca del Gondwana rimane passivo fino a tutto il Devoniano (Fig. 4d);

c) collisione continentale al Carbonifero inferiore tra il margine di tipo andino del Gondwana e la crosta della placca armoricana, in seguito alla chiusura dello spazio oceanico e impilamento crostale in diverse unità tettoniche (Fig. 4e);

d) collasso gravitativo del cuneo orogenico così realizzato, con risalita dei nuclei metamorfici più profondi (Fig. 4f) (Carmignani et al., 1994b). Alla distensione crostale è associata la messa in posto dei granitoidi calcocalini, che dal Westfaliano sono contemporanei alla formazione di bacini molassici continentali ed al vulcanismo tardo-paleozoico.

Questo modello, ancora attuale in quanto prevede la chiusura di uno spazio oceanico tra il margine settentrionale del Gondwana e l'Armorica" o *Armorica Terrane Assemblage*, o *Hun Superterrane* (Franke, 2000; von Raumer et al., 2003), andrebbe aggiornato alla luce dei dati geocronologici U/Pb nel frattempo prodotti in Sardegna, Corsica e Mauri. In queste aree, ascrivibili allo stesso settore di catena, le età dei protoliti oceanici risultano in genere ordoviciane e quelle del loro metamorfismo eclogitico siluro-devoniche (Buscail & Leyreloup, 1999; Cortesogno et al., 2004; Palmeri et al., 2004). Recenti lavori tendono ad escludere l'identificazione della linea Posada-Asinara con una zona di sutura, interpretandola come una zona di taglio fragile-duttile tardo-varisica (Giacomini et al., 2006).

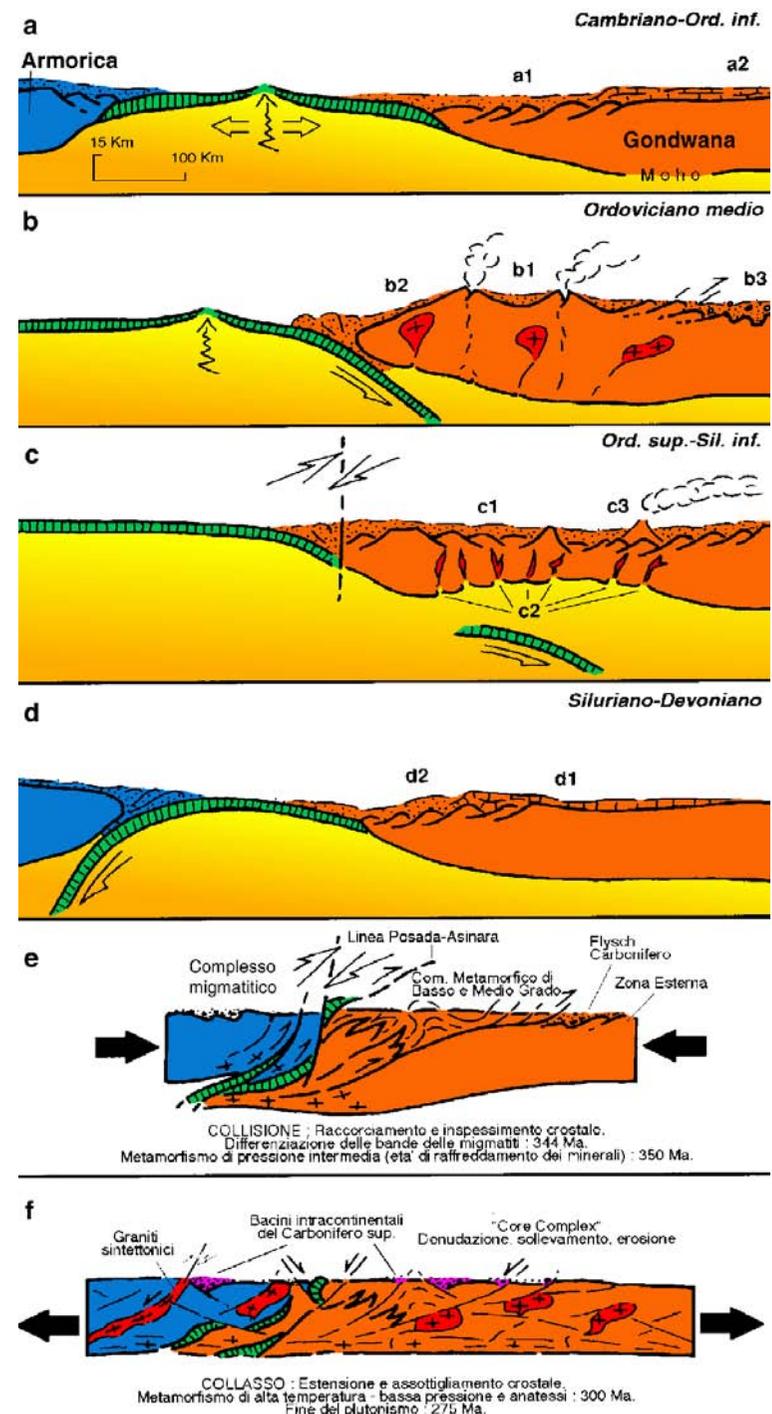


Fig. 4 - Schema dell'evoluzione geodinamica del Basamento varisico sardo: **(a)** Cambriano-Ordoviciano inferiore; **(b)** Ordoviciano medio; **(c)** Ordoviciano superiore-Siluriano inferiore; **(d)** Siluriano-Devoniano; **(e)** Carbonifero inferiore; **(f)** Carbonifero superiore-Permiano (da Carmignani et al., 2001b).

I nuovi sforzi sulla ricostruzione del ciclo varisco si stanno attualmente focalizzando sulla natura, l'età e l'ampiezza della *seaway* oceanica che doveva separare i *terrane*s, variamente denominati, intermedi tra Gondwana e Baltica e sulle caratteristiche del vulcanismo ordoviciano come tracciante geodinamico (Oggiano et al., 2010; Gaggero et al., 2012).

La struttura della catena varisica

La geometria collisionale della catena varisica in Sardegna è caratterizzata dal complesso migmatitico che affiora nella Sardegna NE e in Corsica (vedi anche la Carta Geologica e Strutturale della Sardegna e della Corsica allegata in Carmignani et al., 2001b) che sovrascorre il complesso metamorfico varisco prevalentemente in facies anfibolitica e dal complesso metamorfico varisco in facies degli scisti verdi e anchimetamorfico (che in seguito saranno indicati come complesso metamorfico di basso e medio grado) che affiorano nella Sardegna centrale e centro-orientale (Fig. 2) a loro volta caratterizzati da numerose unità tettoniche impilate una sull'altra e separate da importanti zone di taglio milonitiche (Casini et al., 2010).

La convergenza e la collisione sono registrate da due eventi metamorfici: un metamorfismo precoce in facies eclogitica e un successivo metamorfismo barroviano di pressione intermedia. Il metamorfismo in facies eclogitica è testimoniato da paragenesi relitte conservate nelle metabasiti in facies anfibolitica che affiorano sporadicamente nel complesso migmatitico e soprattutto lungo la linea Posada-Asinara. Come visto anche le più recenti datazioni del metamorfismo eclogitico in Sardegna, nei Mauri e in Corsica non si discostano da quelle riscontrate nel Massiccio centrale francese e nel Massiccio armoricano dove le età radiometriche sono comprese tra 430 e 380 Ma (Ducrot et al., 1983; Paquette, 1987; Paquette et al., 1987; Peuchat & Cogné, 1977; Peuchat et al., 1982; Postaire, 1983; Quadt & Gebauer, 1988). Questo evento eclogitico è stato attribuito a subduzione di litosfera oceanica (Bodinier et al., 1986; Matte, 1986; Paquette et al., 1987; Pin, 1990) indipendentemente da sovraimpronte di tipo anfibolitico o granulitico.

Il metamorfismo barroviano, connesso con l'impilamento crostale causato dalla collisione continentale, interessa il complesso metamorfico di medio e basso grado. Il metamorfismo è progrado dalle falde esterne verso la linea Posada-Asinara e varia dalla facies degli scisti verdi alla facies anfibolitica.

In Sardegna le condizioni di P/T durante il metamorfismo varisco hanno una evoluzione in senso progrado nel complesso di basso e medio grado ed in senso retrogrado, essenzialmente decompressivo, nel complesso migmatitico; diversi sono anche i paleogradienti geotermici: 400-600 °C e 6-7 kb per le metamorfiti di medio grado a sud della Linea Posada - Asinara e 550-650 °C e 3-4 kb per le migmatiti a N di questa linea (Di Pisa et al., 1993; Franceschelli et al., 1982; Franceschelli et al., 2007).

L'evoluzione metamorfica delle rocce eclogitiche, equilibrate a 850 °C e 20 kb sembra, almeno in parte, indipendente da quella del complesso migmatitico (Cortesogno et al., 2004; Ghezzi & Orsini, 1982; Miller et al., 1976) e in base a modelli attualistici queste paragenesi relitte in metabasiti derivate da tholeiiti oceaniche sono interpretabili in termini di subduzione di litosfera oceanica.

Piccoli corpi di metabasiti con relitti di paragenesi eclogitiche affiorano anche a nord della linea Posada-Asinara (fino in Corsica, Rossi et al., 2009). Scaglie di crosta oceanica possono essere state accorpate alla base della crosta continentale del margine sovrascorrente durante la fase di subduzione della litosfera oceanica ed esumate secondo traiettorie che hanno attraversato tutto il prisma di crosta continentale sovrascorrente sia durante la crescita del cuneo orogenico che durante il suo collasso gravitativo alla fine della convergenza.

La linea Posada-Asinara è caratterizzata da una grande varietà di strutture da milonitiche a cataclastiche, associate a direzioni di movimento suborizzontali (Elter, 1987; Elter et al., 1990), che dimostrano come questa linea sia stata ripetutamente attivata come zona di taglio trascorrente a diversi livelli crostali. E' possibile che una componente transpressiva (Carosi & Oggiano, 2002) fosse presente anche precocemente durante la collisione continentale, come del resto avviene in tutta la zona interna dell'arco iberico-armorico (Matte, 1986; 1991); tuttavia l'attivazione come zona di taglio trascorrente retrograda tardo-varisica, con sviluppo di miloniti intorno a 300 Ma, è la più evidente.

Collasso del cuneo orogenico varisico

La scoperta, a partire dagli anni '70 del XX secolo, di un importante raccorciamento varisico testimoniato da falde di ricoprimento ha portato a interpretare per lungo tempo tutte le strutture del basamento, e in particolare le deformazioni duttili sin-metamorfiche, esclusivamente in termini di tettonica compressiva.

Un'importante tettonica distensiva con esumazione di metamorfiti di diversa profondità sembra una conseguenza necessaria al riequilibrio gravitativo dei cunei orogenici che si sviluppano nelle collisioni di crosta continentale (Platt, 1986) e l'esumazione di rocce dalla crosta media o inferiore induce necessariamente deformazioni duttili sin-metamorfiche.

Inversione delle strutture compressive, con riattivazione dei sovrascorrimenti come faglie o zone di taglio a basso angolo e sviluppo di bacini molassici, duomi di metamorfiti (*metamorphic core complex*) con metamorfismo sin-cinematico di bassa pressione e alta temperatura contemporaneo alla messa in posto di granitoidi sin-cinematici, sono state documentate sia nelle catene caledoniane (Chauvet & Seranne, 1989; McClay et al., 1986; Norton, 1986; Séguret et al., 1989; Séranne & Séguret, 1987) che in quelle varisiche (Echtler & Malavieille, 1990; Malavieille et al., 1990; Menard & Molnar, 1988).

La distensione interessa tutta la trasversale dell'orogene e tutto lo spessore della crosta; essa è evidente sia nelle rocce in facies anfibolitica, dove è associata a deformazioni penetrative, metamorfismo di alta temperatura e bassa pressione e intrusione di granitoidi sin-cinematici, che nei livelli strutturali più superficiali, ove si manifesta con zone di taglio distensive e faglie dirette poco inclinate e molto inclinate (Fig. 4f).

Nella Sardegna centrale e meridionale, metamorfiti in facies anfibolitica affiorano con geometria tipo *core complex* a Capo Spartivento, nell'estremità SW dell'Isola, e in corrispondenza dell'antiforme del Flumendosa, che costituisce una delle maggiori culminazioni tettoniche della zona a falde.

L'età della tettonica distensiva post-collisionale è definita dall'età delle manifestazioni magmatiche, del metamorfismo di alta temperatura-bassa pressione associati e dei bacini molassici stefaniano-autuniani. Nelle zone interessate da metamorfismo di bassa pressione e alta temperatura (Di Pisa & Oggiano, 1987) l'età di chiusura del sistema Rb/Sr della muscovite è di 303 ± 6 Ma (Del Moro et al., 1991). I granitoidi anatettici sintettonici della Gallura hanno età di raffreddamento della muscovite comprese tra 308 ± 9 Ma e 298 ± 9 Ma ed età di messa in posto di una *suite* cogenetica di 322 Ma (età U/Pb su zircone, Oggiano et al., 2007). Anche al Monte Grighini l'età dei granitoidi iniettati durante la fase distensiva è prossima al limite Westfaliano-Stefaniano (312 ± 12 Ma) e l'età del metamorfismo di alta temperatura-bassa pressione è di 307 ± 5 Ma (Ar/Ar su muscovite, Musumeci, 1991).

Queste magmatiti messe in posto lungo zone di taglio trascorrenti o normali connesse con la fase distensiva, spesso hanno subito successive deformazioni milonitiche e cataclastiche anche allo stato solido. Quindi le età di messa in posto al limite Westfaliano-Stefaniano non rappresentano né l'inizio né la fine della distensione, ma piuttosto un momento della sua evoluzione.

I depositi molassici continentali, associati a vulcaniti prevalentemente acide del Carbonifero superiore-Permiano, sono nettamente discordanti sul basamento e sono tradizionalmente ritenuti "post-tettonici" (o "post-varisici"). In Europa essi sono generalmente riferiti allo Stefaniano-Permiano o al Westfaliano superiore-Permiano. Anche in Sardegna vi sono stati documentati, sulla base delle paleoflore, lo Stefaniano e l'Autuniano e forse anche il Westfaliano D (Cassinis et al., 1999; Pittau et al., 2008, *cum bibl.*). Le età radiometriche delle vulcaniti intercalate in questi depositi si distribuiscono su un vasto intervallo di tempo compreso tra il Carbonifero superiore e il Triassico. Alcune età sono però da scartare perché chiaramente in contrasto con le evidenze stratigrafiche (Fontana et al., 1982). Comunque, gli Autori sono generalmente concordi nel ritenere che i primi bacini si siano impostati nello Stefaniano o nel Westfaliano D. Periodi di distensione con sedimentazione e vulcanismo si sono successivamente alternati a periodi di stasi della tettonica e della sedimentazione, fino al Triassico.



Le età radiometriche del batolite calcalalino sardo si distribuiscono in un intervallo che va da 307 Ma (Del Moro et al., 1975) a 274 Ma (Castorina & Petrini, 1989; Cocherie, 1978), cioè tra il Westfaliano superiore e il Permiano inferiore (Harland et al., 1990).

Le età del plutonismo e del vulcanismo calcalalini e del magmatismo ipovulcanico (sistemi filoniani) associato sono quindi abbondantemente sovrapposte, e tra queste manifestazioni magmatiche sembra esistere una evoluzione continua. Si deve dedurre perciò che la messa in posto del batolite, il vulcanismo tardo-paleozoico e buona parte dell'evoluzione dei bacini carbonifero-permiani sono contemporanei all'estensione tardo-varisica della crosta in Sardegna come in altri settori varisici (Cortesogno et al., 1998).

Pertanto, a nostro avviso, i bacini tardo-paleozoici non possono essere considerati "postorogenici", perché essi rappresentano l'espressione superficiale delle fasi finali dell'estensione post-collisionale della catena, che è probabilmente coeva con la tettonica trascorrente che interessa l'orogene varisico durante il Carbonifero superiore e il Permiano (Arthaud & Matte, 1977; Vai, 1991; Ziegler, 1982; 1984). Alcuni elementi testimonierebbero un'eterocronia della tettonica distensiva tra la zona interna e quella esterna dell'orogene sardo. Nelle zone interne le età di chiusura delle paragenesi di alta temperatura indicano generalmente il limite Westfaliano-Stefaniano, mentre nei depositi discordanti non metamorfici della Sardegna centro-meridionale è paleontologicamente documentato lo Stefaniano (?Westfaliano D). Sembra quindi che nella Sardegna centro-meridionale la distensione sia iniziata a partire dal (?Westfaliano) Stefaniano ed è proseguita, accompagnata da magmatismo calcalalino e transizionale (Gaggero et al., 2007) per tutto il Permiano; mentre nelle zone interne, nel Westfaliano superiore l'esumazione del basamento era in buona parte compiuta. E' possibile che nelle zone interne la distensione abbia avuto inizio più precocemente per *underplating* (Platt, 1986) sotto al complesso migmatitico della Sardegna settentrionale, e che poi essa si sia estesa a tutto il basamento quando la convergenza è terminata e, su tutta la trasversale della catena, è subentrato il collasso gravitativo della crosta inspessita (Menard & Molnar, 1988).

Sebbene l'impronta strutturale fondamentale del basamento sia legata all'evoluzione tettonica varisica, è stata evidenziata da diversi Autori una fase deformativa precedente che interessa le formazioni pre-Ordoviciano superiore (fase sarrabese, Calvino, 1959a; fase sarda, Stille, 1939), i cui aspetti vengono descritti nell'itinerario del 3° giorno.



Le coperture meso-cenozoiche

Circa un terzo dell'Isola è coperto da sedimenti e vulcaniti del Carbonifero superiore-Permiano, del Mesozoico e del Cenozoico (Fig. 1). Le formazioni più rappresentate sono di età miocenica; esse infatti affiorano con continuità dal Golfo di Cagliari a quello di Sassari e rappresentano da sole oltre la metà degli affioramenti delle coperture post-varisiche. Complessivamente le coperture non metamorfiche hanno una potenza di circa 6000 m; i maggiori spessori sono raggiunti nella "fossa sarda" (Vardabasso, 1962) o "rift sardo" (Cherchi & Montadert, 1982), in realtà costituiti da una serie di bacini sedimentari terziari (Oggiano *et al.*, 2009) che interessano una fascia meridiana, più o meno continua tra il Golfo di Cagliari e quello di Sassari.

Dopo la sua evoluzione varisica la Sardegna, benché al di fuori della zona orogenica alpina, si è trovata ai margini di due aree caratterizzate da fenomeni orogenici importanti: i Pirenei e gli Appennini. Successivamente essa è stata interessata, prima a ovest e poi a est, da due episodi di *rifting* ad evoluzione oceanica: l'apertura del Bacino balearico nel Burdigaliano e l'apertura del Tirreno centro-meridionale nel Miocene superiore-Pliocene.

L'evoluzione post-varisica della Sardegna è sempre stata interpretata come quella di un cratone sostanzialmente stabile, soggetto a periodiche trasgressioni e regressioni senza implicazioni negli eventi collisionali che hanno interessato tutte le aree limitrofe durante il ciclo alpino. Questa evoluzione, ben descritta da Cocozza *et al.* (1974), veniva interrotta solo durante il Terziario dall'impostazione di fosse tettoniche ("rift sardo") correlate con l'apertura del Bacino balearico.

Varie discordanze nella successione mesozoica e terziaria sono state cronologicamente correlate con eventi orogenici del ciclo alpino (fase laramica, fase austriaca, ecc.), senza peraltro che fosse chiaramente individuata in Sardegna una strutturazione regionale correlabile, da un punto di vista geodinamico, con le zone di collisione alpina (Cherchi & Barberi, 1980; Cherchi & Montadert, 1982; 1984; Cherchi & Tremolieres, 1984; Oggiano *et al.*, 1987; Tremolières, 1988).

Lavori recenti (Carmignani *et al.*, 1994a, Oggiano *et al.*, 2009, Oggiano *et al.*, 2011) hanno evidenziato come, al pari della "Corsica varisica", anche la Sardegna sia stata interessata dalla tettonica collisionale terziaria, con sviluppo di un sistema di faglie trascorrenti che inducono importanti transpressioni (Carmignani *et al.*, 1992a; 1994a; 2004; Pasci, 1997), con sovrascorrimenti del basamento paleozoico sulla copertura post-varisica (M. Albo, M. Tuttavista, Supramonte), e transtensioni (bacini di Chilivani-Berchidda, Ottana), (Oggiano *et al.*, 1995).



Nella successione oligo-miocenica sono intercalati prodotti vulcanici calcocalcalini (ciclo vulcanico calcocalcalino oligo-miocenico) riferibili alla subduzione nord-appenninica e alla relativa distensione post-collisionale (Beccaluva et al., 1994; Carmignani et al., 1994a; 1994c; 2001c; Lecca et al., 1997).

Gli ultimi prodotti vulcanici riconosciuti nell'Isola sono rappresentati da basalti intraplacca connessi con l'apertura del Tirreno meridionale (ciclo vulcanico ad affinità alcalina, transizionale e subalcalina del Plio-Pleistocene).

Nelle successioni post-varisiche della Sardegna sono quindi "registrati" con differente intensità tutti i movimenti connessi con l'evoluzione delle Alpi e degli Appennini. Questo è ben noto da tempo in Provenza, regione con la quale la Sardegna ha condiviso l'evoluzione geologica fino al Miocene inferiore.

Nonostante le numerose discordanze stratigrafiche citate, l'evento tettonico che ha maggiormente interessato l'Isola dopo il Paleozoico è, secondo gli Autori, la collisione pirenaica e quella nord-appenninica, (vedi Fig. 1).

Tettonica delle coperture post-varisiche

Fino agli anni '60 era generalmente ritenuto che la tettonogenesi compressiva della Sardegna si limitasse solo all'orogenesi varisica, mentre era già chiara da tempo l'importanza della tettonica distensiva miocenica ("Fossa sarda" Auct.). Solo a metà degli anni '60, con i lavori di Chabrier (1967; 1969; 1970) e Alvarez & Coccozza (1974) sono state messe in evidenza importanti faglie trascorrenti e sovrascorrimenti del basamento sulle coperture mesozoiche. Quasi sempre queste deformazioni furono correlate con la tettonica del dominio pirenaico-provenzale con cui la Sardegna condivide molte caratteristiche stratigrafiche mesozoiche. Recenti lavori hanno evidenziato come questa tettonica interessi buona parte del blocco sardo-corso e come l'evoluzione terziaria dell'Isola sia correlabile con la cintura collisionale nord-appenninica ed anche pirenaica (Carmignani et al., 1995; 2004; Oggiano et al., 2009).

La tettonica terziaria nella Sardegna appare oggi particolarmente interessante in quanto gran parte dell'Isola ha costituito, assieme alla Corsica, il retropaese del catena nord-appenninica, mentre la sua parte SW era collocata in prossimità dell'orogene pirenaico. La sua posizione centrale rispetto agli orogeni del Mediterraneo occidentale e la possibilità di una buona attribuzione cronostatigrafica delle fasi deformative, consentita dall'assenza di deformazioni penetrative e metamorfismo terziari, contribuisce anche a delineare le tappe dell'evoluzione delle catene e dei bacini del Mediterraneo occidentale.

Mentre la strutturazione crostale dell'Isola si è realizzata durante l'orogenesi varisica, gli attuali lineamenti fisiografici derivano essenzialmente dall'evoluzione tettonica terziaria e quaternaria.

Alle fasi distensive pliocenica e miocenica sono rispettivamente da imputare il margine orientale, riferibile all'apertura del Tirreno meridionale, e quello occidentale impostato nel Burdigaliano superiore con l'apertura del Bacino balearico. Questi eventi distensivi hanno determinato anche l'assetto strutturale dell'interno dell'Isola, individuandovi le fosse tettoniche plio-quadernarie del Golfo di Palmas e del Campidano con le sue prosecuzioni a mare (golfi di Oristano e Cagliari) e i bacini miocenici (post-Burdigaliano inferiore-medio) della Sardegna meridionale e settentrionale ("Fossa sarda" Auct.). L'espressione fisiografica più diretta della tettonica compressiva (Aquitano-Burdigaliano inferiore) è data dai lineamenti morfo-strutturali determinati dalle faglie trascorrenti NE-SW della Sardegna centro-settentrionale.

Tettonica trascorrente terziaria

Nella Sardegna nord-orientale locali sovrascorrimenti (Chabrier, 1970) e strutture trascorrenti post-varisiche sono note da tempo (Alvarez & Coccozza, 1974; Sgavetti, 1982). Chabrier (1970) attribuisce queste deformazioni alla tettonica pirenaica dell'Eocene, un'ipotesi simile è stata avanzata anche da Zattin et al., 2008. In base alla presenza di nummuliti luteziani rimaneggiati nel conglomerato sintettonico di Cuccuru 'e Flores, Dieni & Massari (1965), Alvarez & Coccozza (1974) e Pasci et al. (1998) ipotizzavano un'età più recente, probabilmente oligocenica. Su questo argomento, importante per la comprensione del ruolo della Sardegna nell'evoluzione geodinamica terziaria, il dibattito non può ancora considerarsi definitivamente concluso (Dieni et al., 2011; Oggiano et al., 2011)

Recentemente è stato documentato come la tettonica trascorrente di età oligo-aquitana rappresenti uno dei più importanti eventi deformativi della copertura post-varisica sarda da riferire alla collisione continentale terziaria tra la placca apula ed il margine sud-europeo (Carmignani et al., 1992a; 1994a; Pasci, 1997; Pasci et al., 1998).

Una ricostruzione della paleogeografia oligocenica recentemente proposta prevede che il margine collisionale della Corsica NE prosegua verso S con una zona di subduzione oceanica. Questo implica che la crosta della Sardegna durante il raccorciamento N-S non fosse confinata ad E. La cinematica dei blocchi coinvolti nella trascorrenza sembra supportare questa interpretazione geodinamica. A N del Golfo di Orosei il basamento reagisce al raccorciamento N-S con un'estensione realizzata mediante estrusione verso E di blocchi crostali limitati a NW da faglie transpressive sinistre (di direzione NE-SW) e a S da faglie transpressive destre (di direzione

E-W) (cuneo di Capo Comino, cuneo di Posada, Fig. 6). A S del Golfo di Orosei si realizza una geometria di *tectonic escape* mediante il sistema di faglie trascorrenti destre orientate NW-SE. Coerentemente con l'assenza di un confinamento verso E, queste faglie hanno sistematicamente un'importante componente diretta.

In sintesi, la Sardegna settentrionale resta caratterizzata da una tettonica trascorrente sinistra, in cui si sono sviluppati limitati bacini transtensivi orientati NE-SW e importanti cinture transpressive. La Sardegna meridionale è invece caratterizzata da una trascorrenza destra con componenti distensiva che, tra l'altro, determina lo sviluppo di bacini sedimentari oligo-miocenici orientati NW-SE, molto più ampi e più profondi di quelli settentrionali.

Un'interpretazione in chiave di riattivazione distensiva dei lineamenti trascorrenti può essere prospettata per la parte sud-occidentale (Iglesiente-Sulcis) della Sardegna. Quest'area è costituita da un blocco di basamento varisco completamente isolato del resto al basamento sardo dalla fossa plio-pleistocenica del Campidano. Gli elementi strutturali principali in quest'area sono costituiti da due bassi strutturali allungati in direzione E-W, che da S verso N sono: il Bacino di Narcao e la Fossa del Cixerri. Questi bacini sono caratterizzati dalla classica successione dell'Eocene inferiore dell'Iglesiente-Sulcis ("Miliolitico", "Lignitifero" Auct.) sormontata dai depositi clastici grossolani della formazione del Cixerri (Eocene superiore-Oligocene) e, infine, dai prodotti vulcanici (andesiti ed ignimbriti) dell'Oligocene superiore-Miocene medio. I bassi strutturali orientati E-W sopra descritti (Bacino di Narcao e Fossa del Cixerri) sono tradizionalmente considerati come *graben* delimitati da faglie E-W, ma in un'interpretazione più recente vengono considerati come sinclinali di crescita sviluppatesi all'interno di una zona compresa tra due faglie trascorrenti destre orientate NW (Carmignani et al., 2004; Funedda et al., 2009).

Tettonica distensiva del Miocene medio

Con il Burdigaliano superiore in tutta l'Isola si ha un radicale cambiamento del regime deformativo, che da trascorrente (con ampie zone soggette a transpressione e transtensione), diventa distensivo. Durante questo periodo sul margine occidentale dell'Isola si sviluppa un importante prisma sedimentario progradante verso W che, localmente, poggia sui depositi vulcano-sedimentari oligo-aquitani, ed è troncato superiormente dalla superficie di erosione messiniana (Lecca et al., 1986). Le indagini sismiche mostrano che questo prisma sedimentario, per quanto molto articolato nel dettaglio, ha grande continuità su tutta la piattaforma occidentale dell'Isola. Sulla terraferma, depositi marini del Burdigaliano superiore-Langhiano si rinvencono nel Logudoro e nel sassarese proseguendo in mare nel Golfo dell'Asinara; mentre nella Sardegna meridionale essi



affiorano in Marmilla, Trexenta e nel Campidano fino a mare nel Golfo di Cagliari. Questi depositi sono separati dal prisma sedimentario miocenico della piattaforma occidentale dell'Isola da alti strutturali di basamento: l'Iglesiente-Sulcis-Arburese, il Rialzo di Malu Entu (Lecca et al., 1986) che culmina con l'Isola di Mal di Ventre, al largo del Golfo di Oristano e la Nurra-Asinara. Questi alti strutturali sono altrettanti *horst* limitati a W da una serie di semi-*graben* ("2° ciclo miocenico") collegati da zone di trasferimento orientate EW. Nel sassarese il semi-*graben* che si sviluppa ad oriente della Nurra si approfondisce verso est contro la *master fault* di Punta Tramontana mentre poggia in *onlap* sul Mesozoico della Nurra a ovest. Il contrario si verifica per il bacino del Logudoro ad esso collegato da una zona di trasferimento (Funedda et al., 2000). Nella Sardegna meridionale, un profilo sismico a riflessione eseguito nel 1992 dall'Agip mostra che, almeno su una trasversale circa E-W pochi chilometri a N di Cagliari, il bacino burdigaliano-langhiano è bordato da una faglia diretta principale orientata NW-SE, praticamente coincidente con il bordo sud-occidentale del Campidano (Funedda et al., 2009). Come già detto, sembra probabile che questa faglia rappresenti un lineamento tettonico persistente che ha giocato come faglia trascorrente destra durante la fase oligo-aquitaniense ed è stato riattivato come faglia diretta durante il Miocene medio e durante il Plio-Quaternario.

Nella Sardegna settentrionale, la distinzione tra le strutture trascorrenti oligo-aquitaniense ed i depositi associati ("1° ciclo") dalle strutture distensive ed i relativi sedimenti ("2° ciclo") è facilitata dal fatto che le faglie dei due eventi hanno direzioni fortemente differenti. Al contrario, nella Sardegna meridionale la fase oligo-aquitaniense ha prodotto principalmente trascorrenti destre orientate NW-SE e la distensione miocenica si è realizzata principalmente riattivando queste trascorrenti come faglie dirette. Questo determina una certa difficoltà nel separare le strutture ed i depositi dei due cicli. Dalla letteratura (Cherchi & Montadert, 1982; Cherchi & Tremolieres, 1984) emerge che il quadro stratigrafico-strutturale del Miocene della Trexenta e della Marmilla è complesso in quanto probabilmente derivato dall'interferenza di strutture oligo-aquitaniense e burdigaliano-langhiane.

Da un punto di vista geodinamico, la tettonica trascorrente della Sardegna centro-settentrionale sembra essere connessa alla deformazione di retropaese legata alla collisione nord-appenninica tra il margine sud-europeo (di cui il blocco sardo-corso faceva allora parte) e la placca apula (Carmignani et al., 1994a; 1995; Pasci, 1997; Oggiano et al., 2009).



Itinerario

Primo giorno: La tettonica terziaria della Sardegna centro-settentrionale da Sassari a Nuoro, Fig. 5

Sguardo geologico d'insieme

La tettonica trascorrente di età oligo-aquitaniense (Carmignani et al., 1992a; 1994a; Oggiano et al., 1995; 2009; Pasci, 1997; Pasci et al., 1998) è molto ben espressa nella Sardegna centro-settentrionale, dove sono presenti estesi lineamenti morfo-strutturali ben visibili anche da immagini da satellite. Questi lineamenti interessano sia il basamento paleozoico, rappresentato da metamorfiti di basso e medio grado e rocce granitoidi, che le sue coperture mesozoiche (costituite da una potente successione carbonatica di età giurassico-cretacea) e cenozoiche (principalmente depositi clastici e rocce vulcaniche).

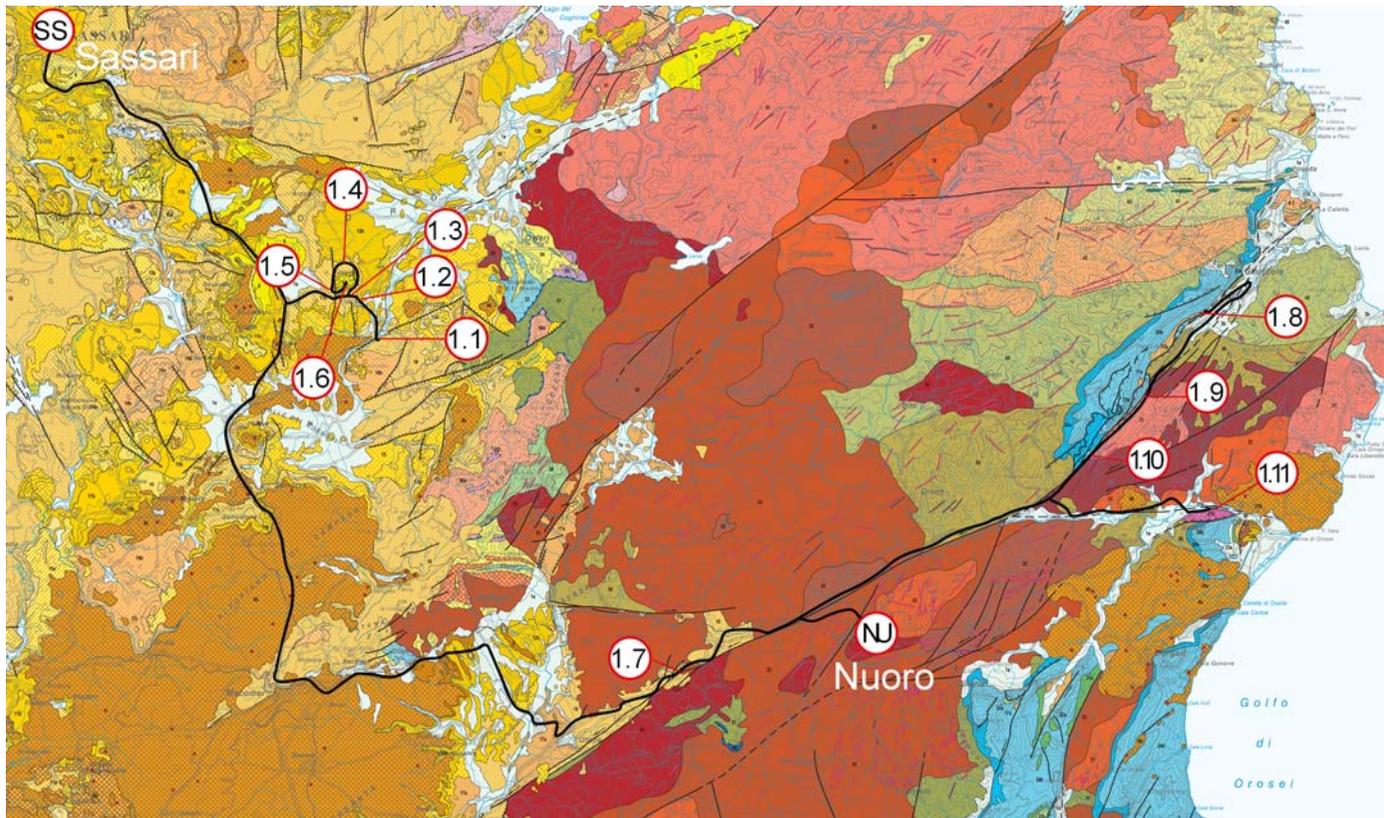
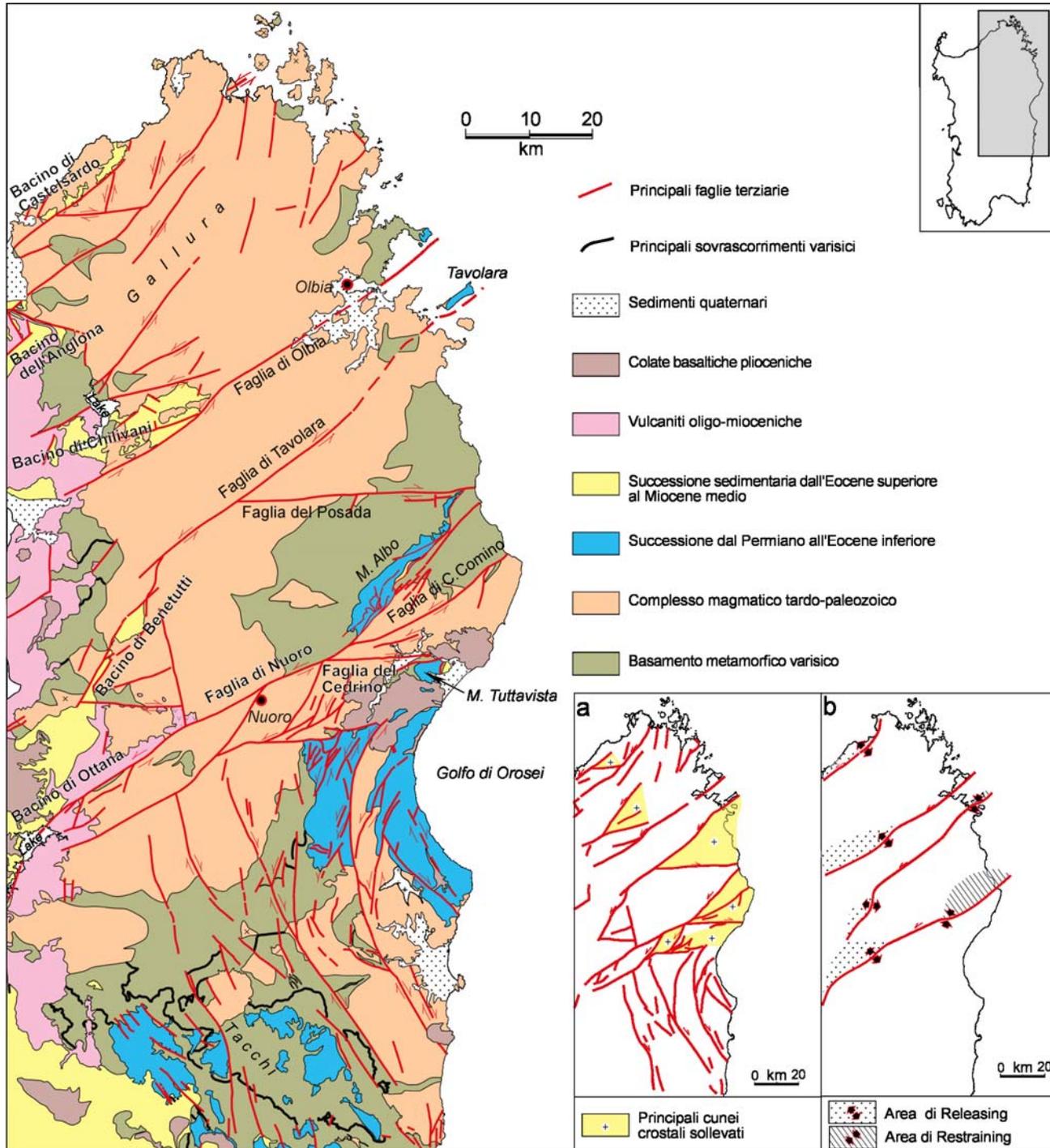


Fig. 5 - Stop del 1° giorno (base geologica da Carmignani et al., 2008).



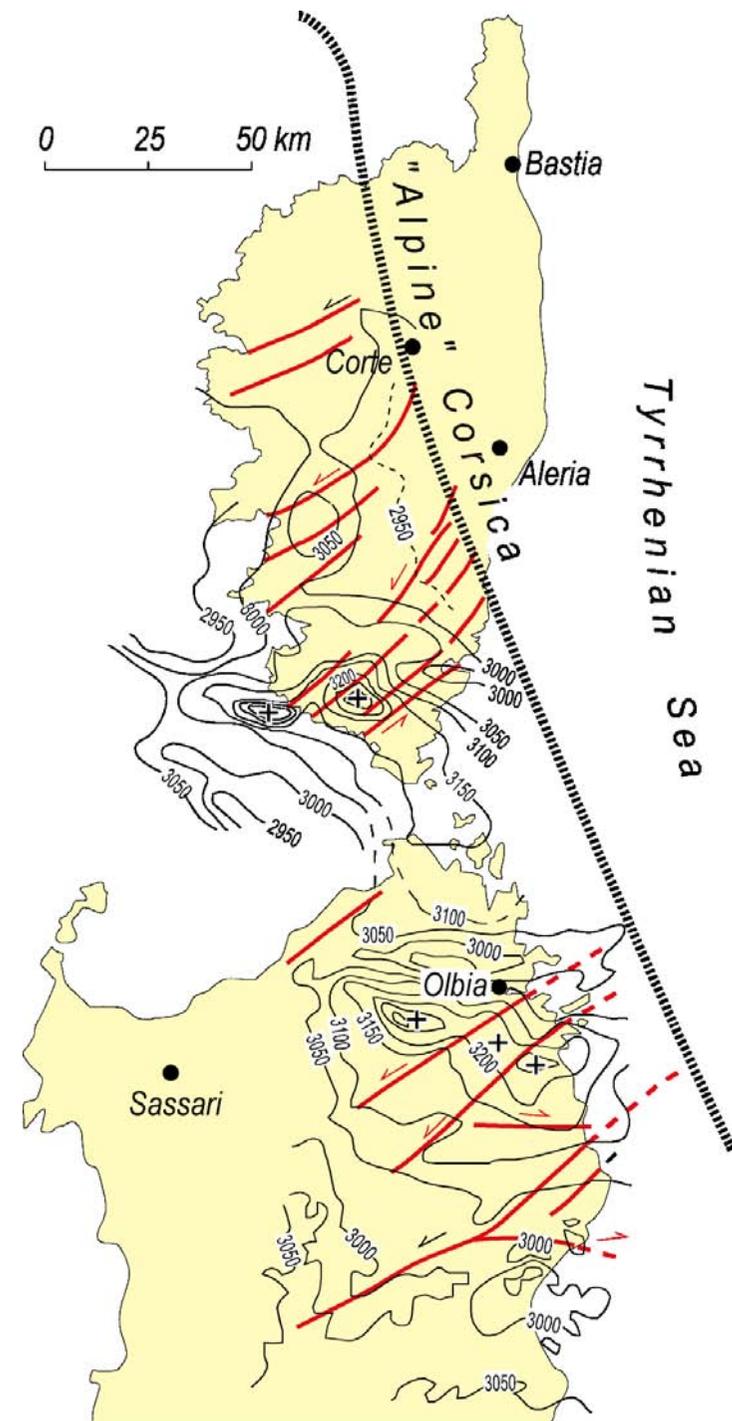
Tutta l'area centro-settentrionale dell'Isola (dalla Gallura fino al Marghine e alle Baronie) è interessata da due principali sistemi di faglie trascorrenti (Fig. 6), ai quali localmente si associano strutture transpressive e bacini transtensivi. Il primo sistema, più sviluppato, è orientato NE-SW (faglie di Nuoro, Tavolara, Olbia e quelle della Gallura) ed è caratterizzato da rigetti trascorrenti sinistri; mentre l'altro, con direzione circa E-W, è contraddistinto da movimenti trascorrenti destri (faglie di Trinità d'Agultu, Posada, Cedrino, ecc.).

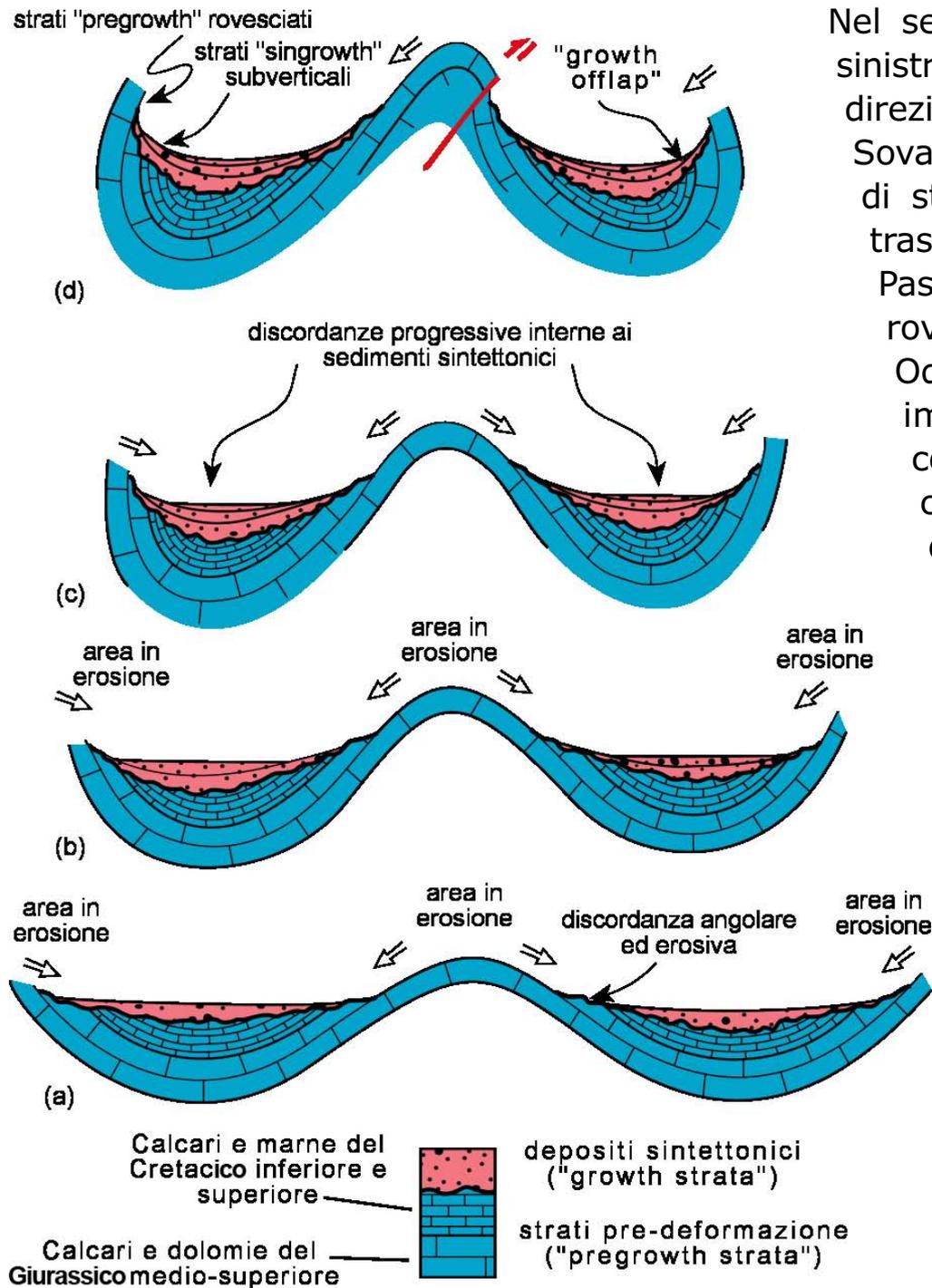
Fig. 6 - Schema tettonico della Sardegna NE (da Oggiano et al., 2009).



L'entità dei rigetti orizzontali delle faglie maggiori è plurichilometrica: ad esempio, il rigetto orizzontale sinistro delle anomalie aereomagnetiche (Cassano et al., 1979) lungo la faglia di Olbia può essere stimato in circa 5 km (Fig. 7); mentre i rigetti verticali, subordinati rispetto a quelli trascorrenti, raggiungono alcune centinaia di metri, e arrivano fino al migliaio di metri nell'area di M. Albo, lungo la faglia di Nuoro. In quest'area inoltre sono presenti sovrascorrimenti con disposizione *en echelon*, coerenti con la cinematica sinistra della faglia di Nuoro e con una geometria caratteristica delle *flower structure* positive (Carmignani et al., 1992a). Lungo questi accavallamenti, che mostrano predominanti componenti trascorrenti sinistre, sono coinvolti depositi clastici sintettonici (conglomerati di Cuccuru 'e Flores, Dieni & Massari, 1965; Dieni et al., 2008). L'importanza di queste strutture transpressive è sottolineata dal fatto che più elementi del basamento sono sovrascorsi sulla copertura mesozoica e terziaria, che a sua volta è interessata da raddoppi tettonici. Simili strutture transpressive interessano probabilmente anche l'Isola di Tavolara e la zona di Capo Figari.

Fig. 7 - Dislocazioni lungo le faglie trascorrenti terziarie sardo-corse desunte dalle anomalie magnetiche. da (da Cassano et al., 1979; Galdeano & Rossignol, 1977, modificato).





Nel settore del Supramonte (Fig. 6) il sistema trascorrente sinistro NE-SW ha un caratteristico andamento arcuato con direzione che varia da NE-SW a N-S (faglie di Oddoene, Sovana, Tiscali, M. Oseli, ecc.). Sono inoltre presenti sistemi di strutture plicative connessi con lo sviluppo delle faglie trascorrenti (Buttau et al., 2008; Chabrier, 1967; 1969; Pasci, 1997). Queste pieghe talvolta sviluppano fianchi rovesci di dimensioni ettometriche (Supramonte di Oliena, Oddoene, M. Tuttavista, ecc.) lungo i quali possono impostarsi locali sovrascorrimenti a predominante componente trascorrente. Sia lungo le faglie transpressive che a nucleo delle principali sinclinali sono coinvolti depositi conglomeratici analoghi a quelli presenti lungo le faglie transpressive di M. Albo (conglomerati di Cuccuru e Flores). Questi depositi rimaneggiano i calcari a nummuliti del Luteziano ed hanno rapporti di crescita all'interno delle sinclinali che ne dimostrano il carattere sintettonico (Fig. 8), (Pasci et al., 1998). Simili strutture transpressive sono presenti pure nell'area del M. Tuttavista.

Fig. 8 - Modello evolutivo schematico tettono-sedimentario ipotizzato per l'area di M. Coazza-M. Corallino. La sedimentazione avviene nelle depressioni sinclinali dove i depositi clastici vengono progressivamente piegati in strutture tipo "sinclinali di crescita", delimitate da faglie trascorrenti inverse (non rappresentate nello schema) (da Pasci et al., 1998).



Alle stesse zone di taglio trascorrenti NE-SW sono spesso associate anche strutture transtensive rappresentate da bacini di *pull apart* (Bacino di Ottana, Chilivani-Berchidda, Benetutti, ecc.), riempiti da prodotti vulcano-sedimentari sintettonici di età compresa tra l'Oligocene medio-superiore e l'Aquitano. Questi bacini si sviluppano lungo i *releasing bend* (Fig. 6b). Studi di dettaglio eseguiti nel Bacino di Chilivani-Berchidda indicano un *pattern* di strutture (pieghe, faglie sinsedimentarie dirette, faglie trascorrenti, inverse e dirette) coerenti con un regime deformativo trascorrente sinistro (Oggiano et al., 1995). Proprio all'interno dei bacini transtensivi della Sardegna centro-settentrionale i depositi associati ad una documentazione stratigrafica relativamente completa indicano che le faglie trascorrenti sono state sicuramente attive nell'Oligocene superiore fino all'Aquitano superiore. Sempre a questi bacini ed alle faglie che li strutturano sembrano essere correlate le effusioni vulcaniche oligo-aquitane.

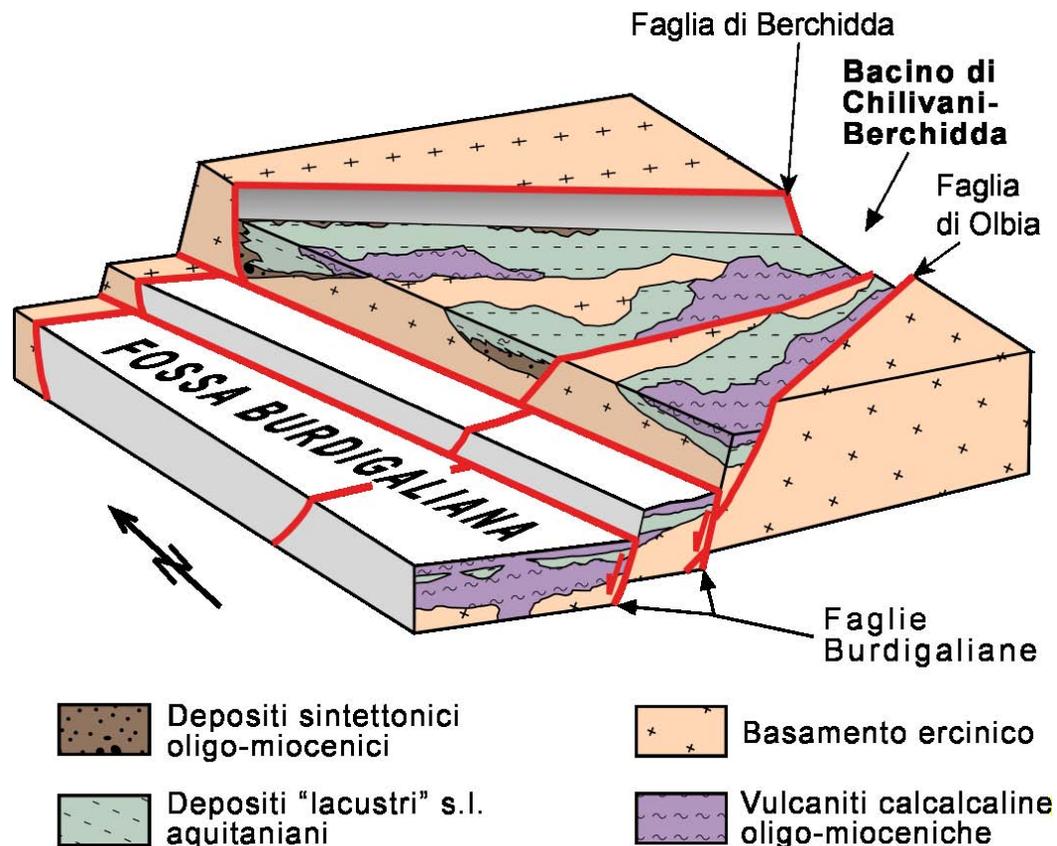


Fig. 9 - Schema delle relazioni tra i bacini transtensivi ad orientazione N60 di età aquitana ed i bacini estensionali burdigaliani ad andamento N160 nella Sardegna settentrionale (da Oggiano et al., 1995).

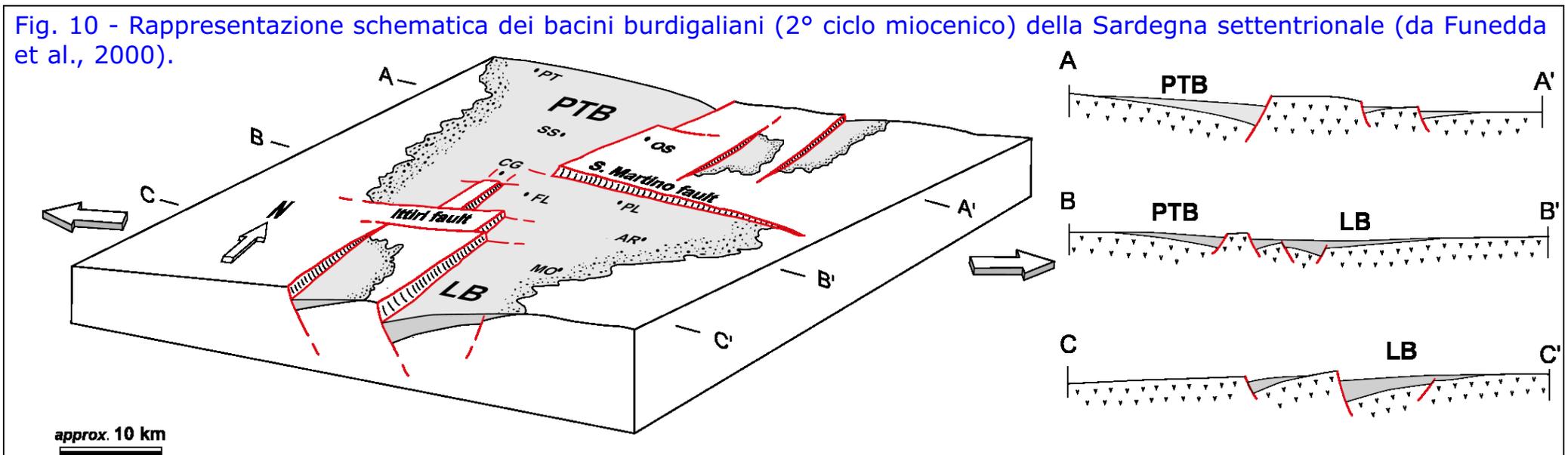
Il limite cronologico superiore per l'attività delle faglie trascorrenti è dato dallo sviluppo delle fosse estensionali del Burdigaliano superiore che le intercettano e dai loro depositi trasgressivi che le suturano (Fig. 9). I Bacini burdigaliani, infatti, hanno direzione circa NNW ed interessano la parte occidentale della Sardegna settentrionale, dal Golfo dell'Asinara a nord fino all'altopiano di Campeda a sud. Strutturalmente si configurano come semi-graben con faglie principali su bordi opposti, connessi da zone di taglio prevalentemente trascorrenti ad orientamento EW che trasferiscono la deformazione estensionale da un fianco all'altro dei bacini.

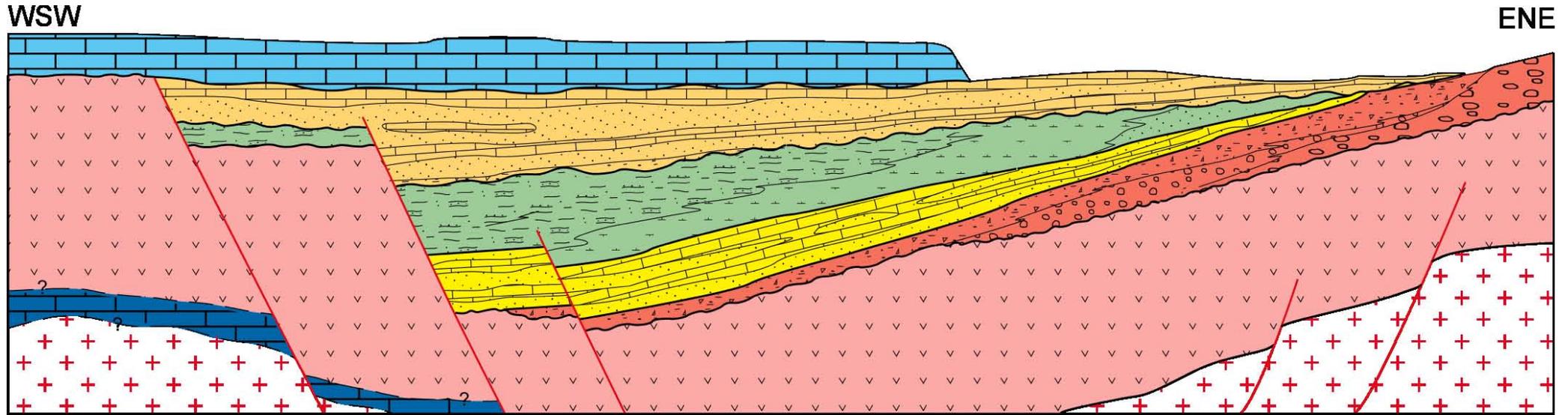


L'orientazione discordante tra i bacini di trascorrenza oligo-aquitani e quelli puramente distensivi del Burdigaliano superiore permette di meglio delineare le differenze tra i due cicli tettono-sedimentari – rispettivamente 1° e 2° ciclo – che li caratterizzano.

Il bacino del Logudoro è un *semi-graben*, orientato NNW che si estende dall'altopiano di Campeda a sud fino alla zona di Ittiri e Ploaghe a nord; più a settentrione si sviluppa il bacino di Porto Torres di cui è noto il proseguimento a mare (Thomas & Gennesseaux, 1986), (Fig. 10).

La strutturazione del bacino del Logudoro avviene tramite una serie di faglie dirette che ne identificano il margine occidentale, mentre quello orientale è caratterizzato dalla trasgressione miocenica su un substrato costituito prevalentemente dalle vulcaniti aquitaniane-burdigaliane. I sedimenti, procedendo da est verso ovest, mostrano un'evoluzione da ambienti prossimali a distali (Fig. 11). Il riempimento è costituito da tre sequenze stratigrafiche principali: la più antica in quest'area è rappresentata esclusivamente da vulcaniti del Miocene inferiore e relative epiclastiti, ed è correlabile con i depositi dei bacini transtensivi che affiorano più ad est (1° ciclo tettono-sedimentario oligo-miocenico). La seconda sequenza è una successione sedimentaria costituita alla base da sedimenti clastici grossolani tipici di ambiente alluvionale, da conoide prossimale a delta, che passano a calcari litorali e sabbie, seguiti da silti e marne arenacee epibatiali (2° ciclo tettono-





- | | | | | |
|----------|---|---|---|------------------------------------|
| 3° ciclo |  | Calcari di Monte Santo (?Tortoniano) |  | Calcari organogeni ed hermatipici |
| |  | Sabbie di Florinas (Serravalliano) |  | Calcari e calcareniti bioclastiche |
| 2° ciclo |  | Marne di Borutta (Langhiano) |  | Alternanze marnoso-arenacee |
| |  | Calcari di Mores (Burdigaliano superiore) |  | Marne |
| 1° ciclo |  | F.ne di Oppia Nuova (?Burdigaliano superiore) |  | Sabbie di ambiente marino |
| |  | Vulcaniti calcalcaline (Oligo-Miocene) |  | Sabbie di ambiente continentale |
| |  | Sedimenti mesozoici |  | Conglomerati |
| |  | Basamento paleozoico | | |

Fig. 11 - Schema stratigrafico delle successioni mioceniche del Bacino del Logudoro (da Funedda et al., 2000).



sedimentario oligo-miocenico). Questa seconda sequenza ha un'età che va dal Burdigaliano superiore fino al Langhiano, poggia con rapporti di *onlap* sulle sottostanti vulcaniti ed epiclastiti ed è interrotta superiormente da una superficie erosiva. Su quest'ultima giace una terza sequenza deposizionale (3° ciclo tettono-sedimentario oligo-miocenico) che arriva fino al Tortoniano-(?)Messiniano, costituita da sabbie fluvio-marine alla base e da calcari di piattaforma interna ricchi in alghe (Mazzei & Oggiano, 1990).

Gli stessi aspetti stratigrafici e strutturali sono evidenti anche nel bacino di Porto Torres che si sviluppa a NW, con cui il bacino del Logudoro è collegato tramite una complessa zona di trasferimento che inverte la geometria dei bacini, così che nel bacino di Porto Torres il bordo lungo il quale è avvenuta la trasgressione è quello occidentale, mentre quello orientale è bordato da faglie dirette che sollevano il substrato vulcanico che costituisce le alture di Osilo (Fig. 10). Questa struttura è in accordo con quella descritta nel suo prolungamento a mare da Thomas & Gennesseaux (1986).

Le faglie NNW che strutturano i due bacini non affiorano con continuità: in genere si configurano come ristrette zone di taglio più che come singole superfici e, spesso, sono state riattivate a più riprese, sia durante l'evoluzione dei bacini miocenici che nel Pliocene (Fig. 12).

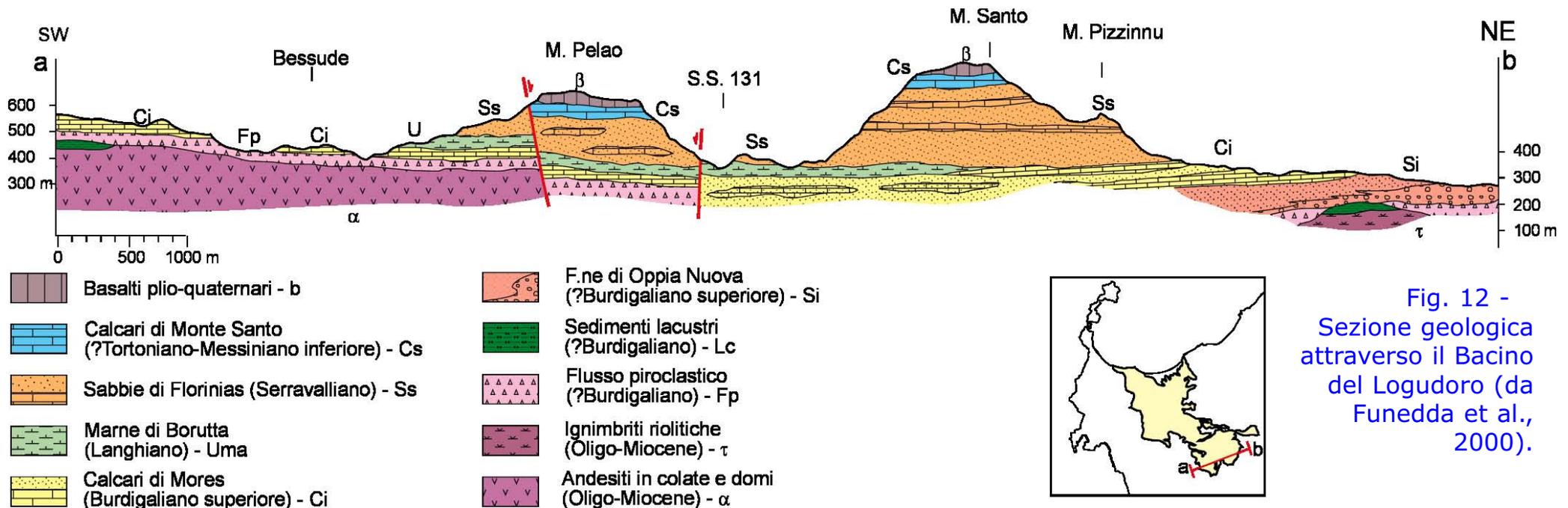


Fig. 12 - Sezione geologica attraverso il Bacino del Logudoro (da Funedda et al., 2000).



Un secondo sistema di faglie è orientato circa E-W, ha cinematica prevalentemente diretta ed è in genere ben evidente nella parte occidentale del bacino del Logudoro (Faglia di Ittiri, ecc.), per esempio presso San Maurizio di Ittiri, dove ha sollevato il blocco meridionale portando alla completa erosione della formazione langhiana, cosicché i calcari tortoniani della terza sequenza trasgrediscono direttamente il substrato vulcanico oligo-aquitano, con scarse testimonianze della seconda sequenza (vedi la Carta geologica del Logudoro in scala 1:50.000 da Funedda et al., 2000). I movimenti principali lungo queste faglie sono successivi alla seconda sequenza, si collocano nel Serravalliano e probabilmente coincidono con le ultime fasi dell'attività vulcanica calcalcalina datata a 14Ma.

Tra i lineamenti tettonici ad andamento meridiano si è inoltre instaurata una zona di trasferimento orientata circa E-W che separa il bacino di Porto Torres a nord da quello del Logudoro a sud e la cui presenza giustifica l'opposta direzione di ribaltamento dei due bacini: verso est il primo e verso ovest il secondo (Fig. 10) e la diversa posizione dei depocentri, in particolare della seconda sequenza burdigaliano-langhiana.

Il sistema N-S interessa tutte le successioni affioranti fino ai basalti alcalini plio-pleistocenici dislocando, in particolare, la parte centrale del bacino. Sempre durante il Plio-Pleistocene si hanno riattivazioni anche dei due sistemi sopra descritti. L'effetto è quello di blocchi ribassati nella parte centrale del bacino. Alle faglie N-S, inoltre, sembra strettamente connessa l'inversione della morfologia plio-pleistocenica (come testimoniata dai basalti alcalini), con aree in cui questa è molto marcata (Monte Santo, Su Coloru) ed altre dove è meno evidente, se non assente (area di Funtana Zuighe e parte alta del Riu s'Adde, a ovest di Ardara).

In sintesi, anche se i lineamenti tettonici affiorano in maniera discontinua, l'evoluzione tettonica burdigaliano-tortoniana (?messiniana) dei bacini miocenici della Sardegna settentrionale risulta abbastanza complessa, e mostra di aver chiaramente influenzato le sequenze deposizionali ad essa coeve.

Il campo di *stress* durante la formazione dei bacini burdigaliani legati al 2° ciclo è coerente con un'estensione circa E-W legata all'apertura del bacino balearico e del Tirreno settentrionale (Gattacceca et al., 2007; Vigliotti & Langenheim, 1995). Questa tettonica estensionale è correlabile l'estensione post-orogena successiva alla collisione tra la placca sud-europea di cui faceva parte il blocco sardo-corso, e l'Adria (Carmignani et al., 1994a; 1995).



Nell'area attraversata dall'itinerario le successioni interessate dalla deformazione oligo-miocenica sono ricoperte in discordanza dagli espandimenti basaltici di età pliocenica. Questi si sono messi in posto durante un nuovo ciclo vulcanico legato alla dinamica estensionale che ha interessato la Sardegna e il Tirreno nel Pliocene e Pleistocene; le datazioni radiometriche delle rocce vulcaniche hanno infatti fornito età comprese tra 5,3 e 0,14 Ma (Beccaluva et al., 1985). Tale ciclo vulcanico era noto nella letteratura come "post-elveziano" (Vardabasso, 1937), ed è stato oggetto di molti studi petrografici e petrochimici fin dai primi decenni del secolo. A partire dagli anni '70 i numerosi lavori a carattere geochimico, geochimico-isotopico e radiometrico (Beccaluva et al., 1976; 1977; Coulon, 1977; Lustrino et al., 2002; Macciotta & Savelli, 1984; Savelli & Pasini, 1974) hanno contribuito a caratterizzare queste vulcaniti, sia sotto il profilo dell'affinità seriale, che della cronologia assoluta. Si tratta di prodotti ascrivibili ad un vulcanismo intraplacca - essenzialmente lave basaltiche, da alcaline ad alcaline-transizionali e subalcaline- talvolta associati a differenziati più evoluti. Le manifestazioni vulcaniche che hanno interessato la Sardegna centro-orientale hanno un'età intermedia, compresa tra 2,9 e 2,3 Ma (Beccaluva et al., 1985).

I caratteri giacitureali delle vulcaniti plio-pleistoceniche riflettono un'attività essenzialmente fessurale, legata a direttrici tettoniche con orientazione sub-meridiana o anche NE-SW, lungo le quali si allineano piccoli conici di scorie e plateau basaltici di discreta estensione.

Descrizione dell'itinerario

L'itinerario del primo giorno (Fig. 5) si svolge principalmente lungo la S.S.131 da Sassari verso Macomer, quindi lungo la S.S.129 verso Oniferi ed infine lungo la S.S.131 d.c.n. per Siniscola, Orosei e Nuoro.

Per il primo tratto da Sassari si procede lungo la S.S.131 in direzione sud fino al km 174, quindi si svolta in direzione Mores per la S.S.128 bis, si attraversa l'abitato e alla periferia est si svolta a destra per la S.P. 47 fino a percorrere circa 4 km.



Stop 1.1 - Strada Mores-Ittireddu: le vulcaniti oligo-mioceniche

L'affioramento mostra un flusso piroclastico poco saldato di colore grigio con pomici e xenoclasti di andesite, cristalli liberi di biotite, quarzo e feldspato. Secondo Cerri & Oggiano (2002), il deposito fa parte dell'unità di flusso "ignimbrite inferiore" ed è attribuita ad un probabile Aquitaniano - Burdigaliano inferiore. Questo affioramento presenta inoltre porzioni maggiormente saldate di colore violaceo, con geometria cilindroide, diametro di massimo 10 cm, verticali, interpretate come condotti ("pipe") di degassamento (Fig. 13).



Proseguendo verso lo Stop successivo in direzione nord si possono osservare anche la parte superiore di questa successione vulcanica: al di sopra del flusso piroclastico scarsamente saldato poggiano delle epiclastiti lacustri, da bianche a verdastre, abbondantemente zeolitizzate, ben stratificate con selci intercalate, che si incontrano circa 1,8 km più a nord dello Stop 1.1 (Fig. 14).

Fig. 13 - Strutture tipo "gas pipe" nel flusso piroclastico del Miocene inferiore presso lungo la S.P. 47.

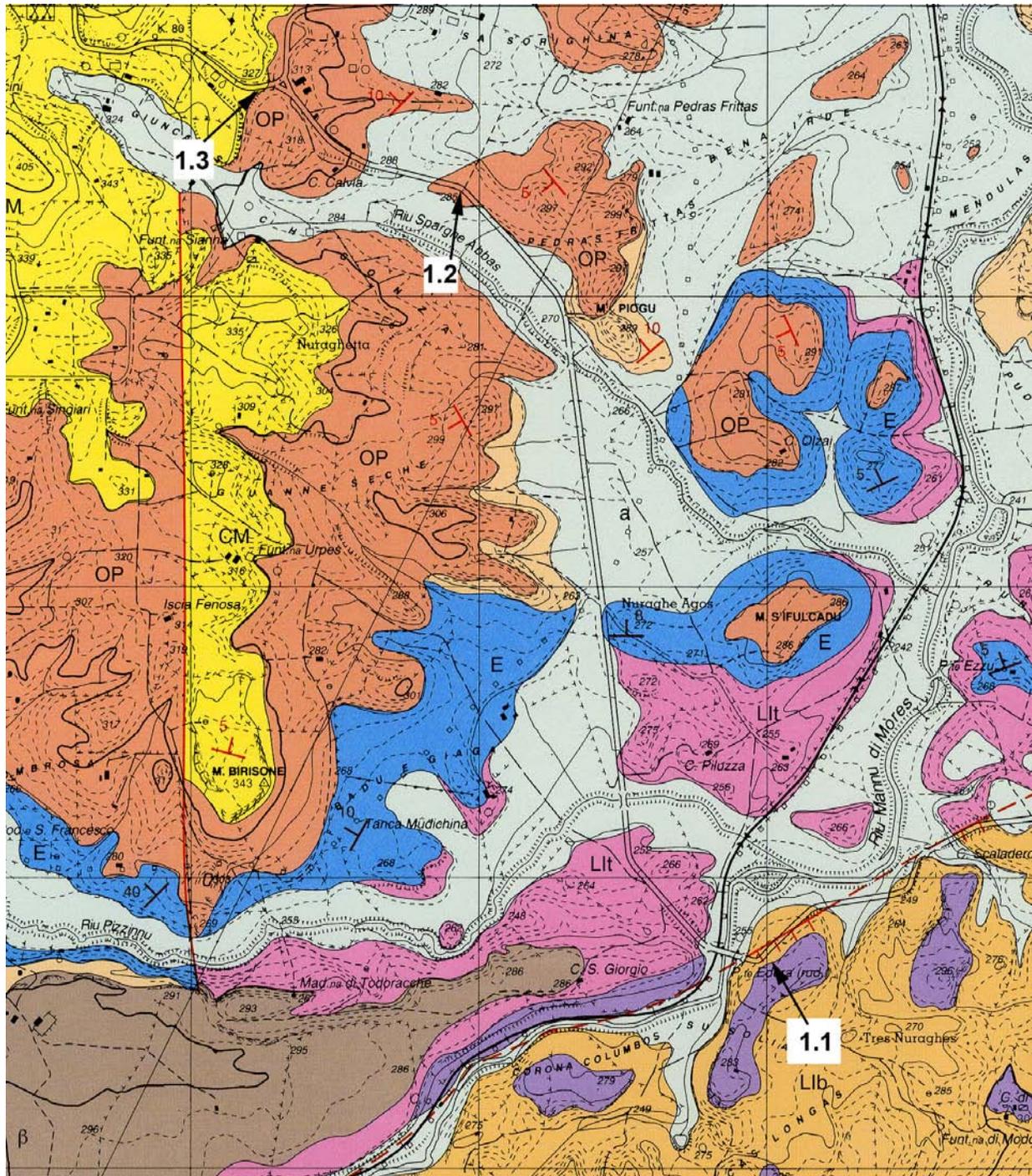


Fig. 14 - Carta geologica dell'area a SW di Mores, con indicati gli Stop 1.1, 1.2, 1.3 (particolare da: Cerri & Oggiano, 2002). **Lit**: flusso piroclastico scarsamente saldato zeolitizzato; **Lib**: flusso piroclastico poco saldato; **Llw**: flusso piroclastico fortemente saldato (Aquitano-Burdigaliano inf.); **E**: epiclastiti di ambiente lacustre (Burdigaliano); **Ul**: flusso piroclastico riolitico (Burdigaliano); **OP**: f.ne di Oppia Nuova (Burdigaliano sup.); **CM**: calcari di Mores (Burdigaliano sup.); **beta**: lave basaltiche plioceniche.

Si prosegue in direzione verso Mores per circa 3 km (quindi verso nord) e in prossimità della curva è ubicato lo Stop 1.2.



Stop 1.2 - Oppia Nuova: il conglomerato basale del 2° ciclo sedimentario miocenico

Affioramento dei conglomerati continentali della formazione di Oppia Nuova: in questo ed in altri affioramenti poco distanti sono visibili canali, barre del sistema fluviale di tipo *braided* (Fig. 15). I depositi continentali e deltizi del bacino del Logudoro sono indicati nella carta allegata (Funedda et al., 2000) con il nome di formazione di Oppia Nuova (OP). Questa formazione presenta in tutto il bacino caratteri simili sia di tessitura sia di strutture sedimentarie, ma diverse direzioni delle paleocorrenti (Martini et al., 1992). Questo lascia supporre che lo sviluppo dei sistemi fluvio-deltizi nell'area del Logudoro sia avvenuto in tempi e località leggermente diversi.

L'età della formazione di Oppia Nuova è compresa tra il Burdigaliano medio (età delle vulcaniti sottostanti) ed il Burdigaliano superiore (età dei soprastanti depositi marini).

Proseguendo in direzione di Mores dopo meno di 1 km si arriva all'incrocio con la strada che porta verso Ozieri. Si parcheggia presso l'incrocio in direzione verso Ozieri, e si risale lungo la strada verso Mores, lo Stop 1.3 è lungo il taglio stradale in prossimità della curva.



Fig. 15 - Conglomerato poligenico eterometrico alternato a sabbie con strutture sedimentarie tipiche della formazione di Oppia Nuova.



Stop 1.3 - Mores: transizione da depositi continentali a marini

Dalla base al tetto l'affioramento mostra delle sabbie con *foreset* a larga scala immergenti verso NW, un livello conglomeratico con struttura tipo *open-work*, un livello di sabbia calcarea con diffusi macrofossili tra i quali sono particolarmente abbondanti gasteropodi, echinidi e lamellibranchi. Al tetto la successione si completa con i calcari di Mores (Fig. 16)

Le sabbie con *foreset* possono essere interpretate come un piccolo apparato deltizio del tipo *Gilbert*, i cui *topset* sono stati rielaborati dalle acque marine ed hanno dato origine ai depositi di spiaggia con il livello conglomeratico *open-work*. Le condizioni marine franche hanno permesso la deposizione dei calcari inferiori (calcari di Mores) che osserveremo nello Stop successivo.

Si prosegue in auto verso Oppia Nuova, quindi in direzione Chilivani e dopo pochi chilometri si percorre la circonvallazione di Mores per 4,5 km, si attraversano i depositi continentali della formazione di Oppia Nuova ed il loro contatto con la formazione dei calcari di Mores, fino a raggiungere lo Stop 1.4.



Fig. 16 - Transizione dai depositi continentali (f.ne di Oppia Nuova) a quelli marini (calcari di Mores) alla periferia di Mores.



Stop 1.4 - Circonvallazione di Mores: la successione carbonatica litorale

In questo affioramento è possibile osservare con dettaglio le caratteristiche della barre carbonatiche, molto ricche in bioclasti, spesso rodoliti, della formazione dei calcari di Mores. Nella trincea a tetto di questi, si può osservare la presenza di un altro livello arenaceo silicoclastico, testimoniante una fase regressiva durante l'accrescimento verso terra del corpo sedimentario (Figg. 17 e 18).

Dopo poche centinaia di metri si svolta verso sud e si percorre una strada vicinale fino a raggiungere il serbatoio d'acqua di Mores.



Fig. 17 - Livelli carbonatici all'interno della formazione dei calcari di Mores lungo la circonvallazione di Mores (Stop 1.4).

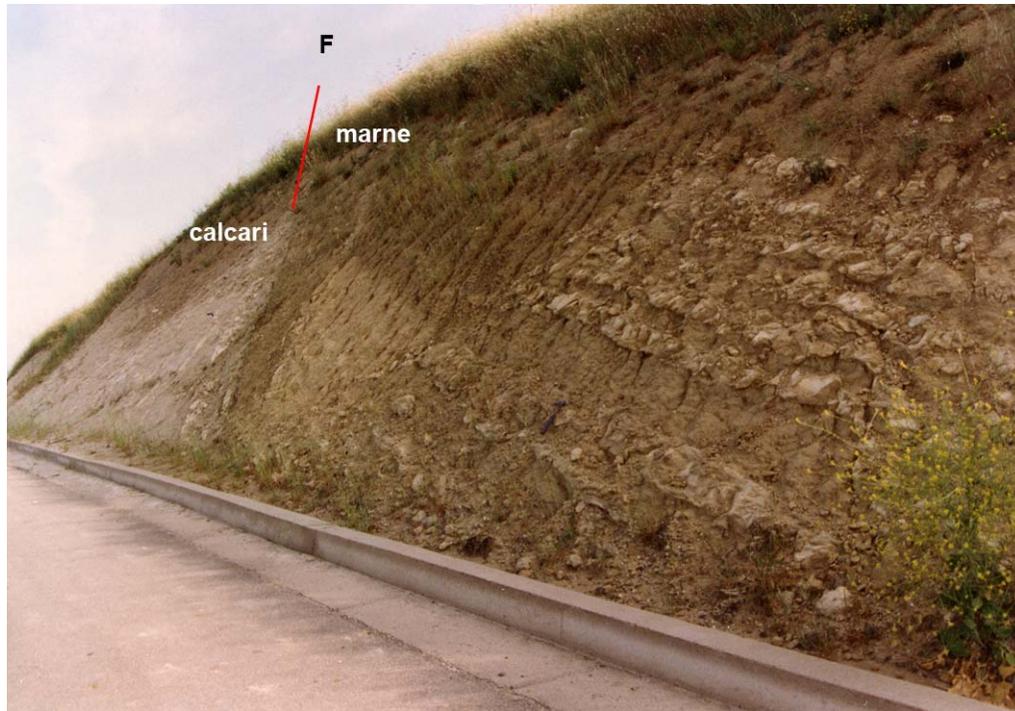


Fig. 18 - Aspetto nodulare caratteristico dei livelli carbonatici della formazione dei calcari di Mores, in area limitrofa allo Stop 1.4.



Stop 1.5 - Mores (serbatoio d'acqua): la successione marnosa del 2° ciclo sedimentario miocenico

Lungo la salita che porta al serbatoio d'acqua, affiora la formazione delle marne di Borutta, rappresentata da marne con componente siltosa, con frammenti di echinidi e bivalvi ed, in particolare, di pteropodi. Questa litofacies rappresenta il massimo approfondimento del bacino durante il 2° ciclo tettono-sedimentario miocenico (Fig. 19). E' possibile osservare la medesima litofacies, anche se con più difficoltà, nello Stop successivo 1.6. Nella parte centrale del bacino, in posizione quindi più distale, la litofacies più comune di questa formazione è data da una ritmica alternanza di strati siltoso-carbonatici e strati arenacei silicoclastici.



Si attraversa l'abitato di Mores in direzione est fino a raggiungere la Via Lachesos e si prosegue raggiungendo l'omonimo rilievo che sovrasta il paese.

Fig. 19 - Affioramento delle marne di Borutta lungo la circonvallazione di Mores, in contatto con i calcari di Mores tramite una faglia diretta orientata N-S.

Stop 1.6 - Monte Lachesos: i depositi silicoclastici e carbonatici del 3° ciclo sedimentario miocenico e panorama sulla strutturazione del bacino

A partire dalla chiesetta di Monte Lachesos procedendo verso la cima è possibile osservare i depositi tipici del 3° ciclo sedimentario miocenico, che giace in discordanza angolare su quelli del 2°, qui rappresentati dalle marne di Borutta. Si tratta di livelli sabbiosi silicoclastici discontinui e soprastanti livelli carbonatici, ricchi in



fossili, appartenenti alla formazione delle sabbie di Florinas. Le sabbie sono medio grossolane con scarsa matrice argillosa (caolinitico-hallositica) (10-15 %). I grani sono quasi esclusivamente costituiti da quarzo e feldspato alcalino. La discordanza angolare è particolarmente evidente a scala cartografica ed è in parte osservabile dalla cima di Monte Lachesos, insieme ad uno sguardo d'insieme del bacino miocenico del Logudoro: verso NW è possibile osservare in panorama la sezione stratigrafica massima raggiunta nel rilievo di Monte Santo. Verso NE è possibile intuire la parte più occidentale del bacino di Chilivani-Berchidda, colmato dai depositi del 1° ciclo oligo-miocenico. Sempre verso W e NW è possibile anche osservare i testimoni degli espandimenti lavici plio-pleistocenici, attualmente disposti a differenti quote s.l.m.

In particolare il rilievo di Monte Santo è costituito dalla medesima successione di Lachesos, ma con potenza notevolmente maggiore, con a tetto una formazione carbonatica dubitativamente attribuita al Tortoniano. A tetto la successione è chiusa dai basalti pliocenici (Fig. 20). Guardando più verso ovest si può osservare in panorama il rilievo di Monte Pelao costituito dalla medesima successione e con spessori analoghi a quelli di Monte Santo (Fig. 21). A prima vista è evidente la dislocazione che ha probabilmente interessato i basalti pliocenici, che hanno una differenza

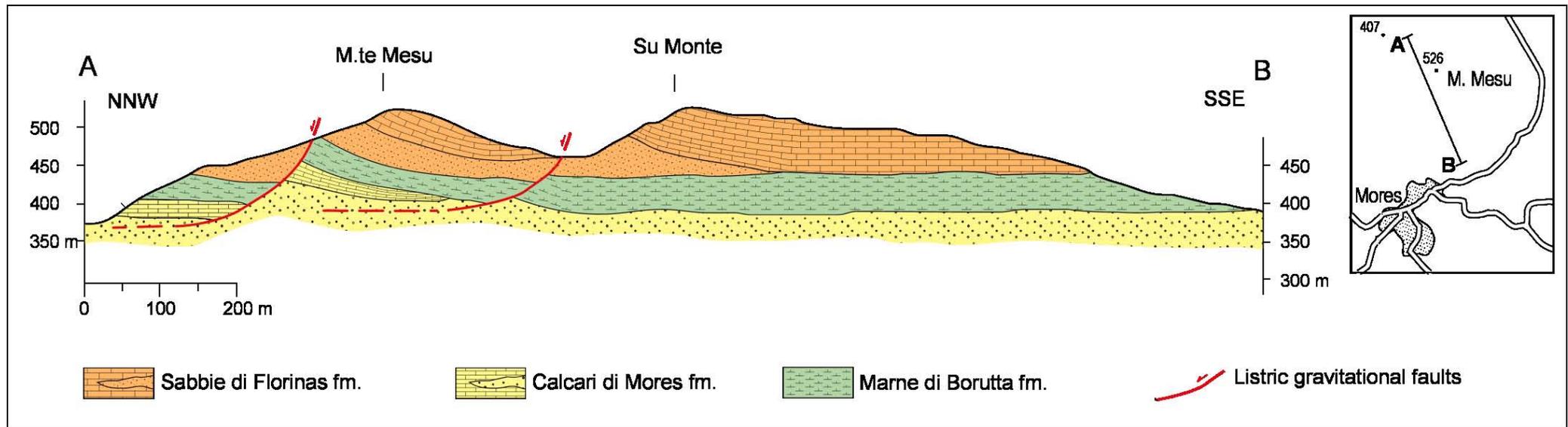
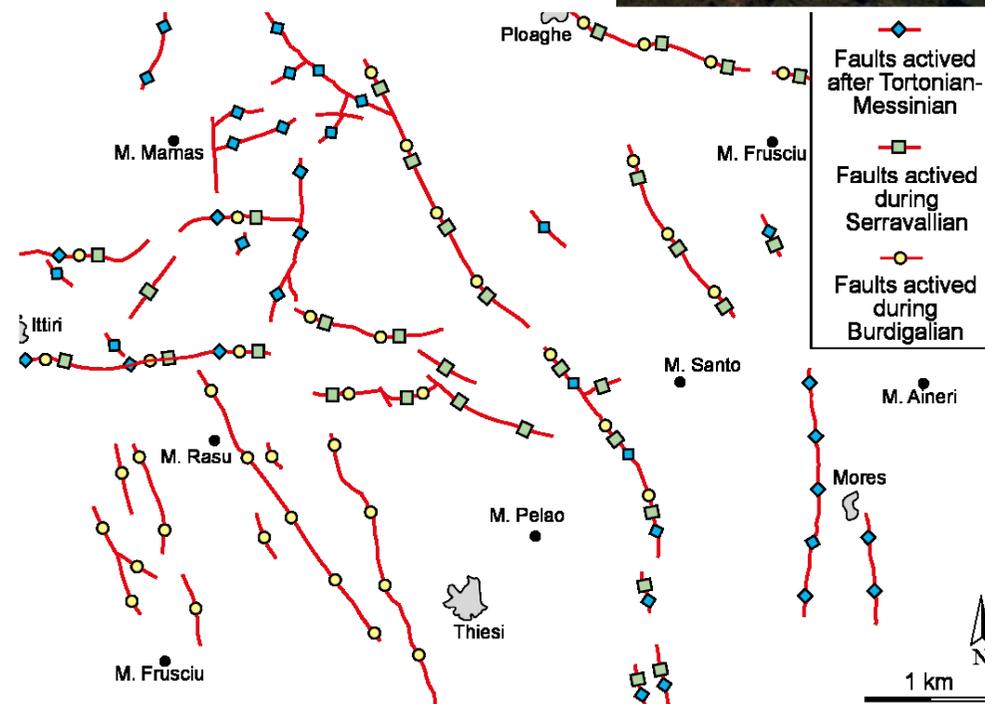


Fig. 20 - Sezione geologica attraverso la successione miocenica di Monte Lachesos, caratterizzata da scivolamenti gravitativi probabilmente dovuti al sollevamento plio-pleistocenico (da Funedda et al., 2000).



di quota di circa 100m (Fig. 12). In realtà il medesimo lineamento tettonico ha probabilmente giocato più volte come testimoniato dai rigetti contrastanti che interessano la successione miocenica (Funedda et al., 2000). La riattivazione dei medesimi lineamenti tettonici è un fenomeno riconoscibile in tutto il bacino, a testimonianza della sua strutturazione complessa (Fig. 22).



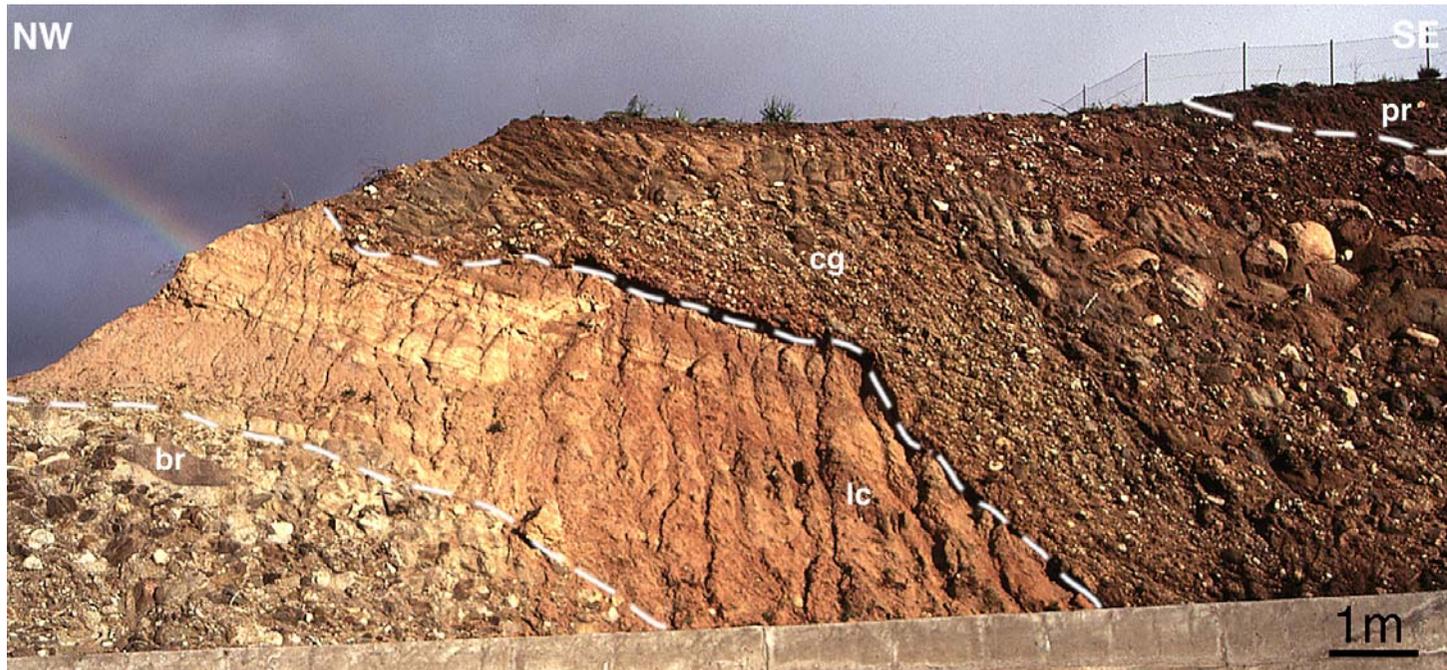
Da Mores si raggiunge la S.S. 131, la si percorre fino al km 151, quindi si gira verso Nuoro; all'altezza dell'incrocio con la la S.S.131 d.c.n. la si percorre in direzione Abbasanta ed in prossimità del km 37,8 si incontra il bivio per Oniferi dove si riprende la direzione verso Nuoro; si consiglia di parcheggiare l'auto sotto il cavalcavia immediatamente prima del il bivio e di avvicinarsi a piedi al taglio stradale.

Fig. 22 - Schema della riattivazione ipotizzata delle faglie che interessano il bacino miocenico del Logudoro (da Funedda et al., 2000).



Stop 1.7 – S.S.131 d.c.n., km 38: depositi sintettonici oligo-miocenici del bacino transtensivo di Ottana

Ci troviamo in prossimità di un tratto della faglia di Nuoro (Figg. 1 e 6). Lungo il taglio stradale affiora con chiarezza un deposito clastico, potente circa una decina di metri, fortemente eterometrico, con elementi di metamorfiti e granitoidi varisici; questo deposito poggia tettonicamente sul basamento varisico tramite un'evidente faglia immergente a NNW, mentre verso l'alto passa a prodotti piroclastici più o meno saldati del Miocene inferiore (Fig. 23). Il basamento paleozoico è qui costituito da metamorfiti di medio grado, in prevalenza filladi e metarenarie di età incerta (probabilmente cambro-ordoviciane), fortemente deformate durante l'orogenesi varisica ed intruse da tonaliti del Carbonifero sup.-Permiano. Su queste poggia in discordanza basale (*non conformity*) un conglomerato eterometrico ad elementi del sottostante basamento paleozoico, con blocchi di granito con diametro fino a 1,5 m poco elaborati immersi in una matrice arenacea, debolmente cementati e con disposizione caotica, per uno spessore di circa 5 m. Verso l'alto, sopra una discordanza erosiva, seguono dei materiali arenacei grossolani, alternati a conglomerati e livelli decimetrici di flussi piroclastici non saldati di colore biancastro. Quindi si ha un altro deposito conglomeratico molto grossolano, con scarsa o nessuna classazione, il



DOI: 10.3301/GFT.2012.04

Fig. 23 - Depositi sintettonici del 1° ciclo miocenico del bacino transtensivo di Ottana, lungo la faglia di Nuoro, S.S. 131 d.c.n., bivio per Oniferi. **br**: breccie eterometriche del basamento metamorfico paleozoico; **lc**: sedimenti lacustri sormontati con contatto erosivo da conglomerati e breccie di ambiente fluviale (**cg**); questi depositi sono ricoperti in discordanza da depositi piroclastici saldati (**pr**) di probabile età burdigaliana (2° ciclo miocenico).



quale poggia sui sottostanti depositi tramite un contatto erosivo con evidente canalizzazione. Nella parte più alta del taglio stradale, in prossimità della curva, tutti questi sedimenti sono troncati e ricoperti dai caratteristici flussi piroclastici saldati (ignimbriti) facenti parte della successione vulcanica miocenica del bacino di Ottana. Le caratteristiche sedimentarie e stratigrafiche suggeriscono chiaramente che questi depositi clastici siano tipici di scarpate di faglie attive, in questo caso sicuramente connesse con la faglia di Nuoro che in questo tratto ha carattere transtensivo; la sua attività nell'Oligocene-Aquitano è supportata anche dalla presenza di livelli vulcanoclastici intercalati nel deposito e dall'età burdigaliana delle ignimbriti al tetto (Porcu et al., 1997). Si tratterebbe perciò di depositi sintettonici analoghi al conglomerato di Cuccuru 'e Flores (M. Albo, Supramonte), entrambi sviluppati nel medesimo contesto strutturale trascorrente oligo-miocenico.

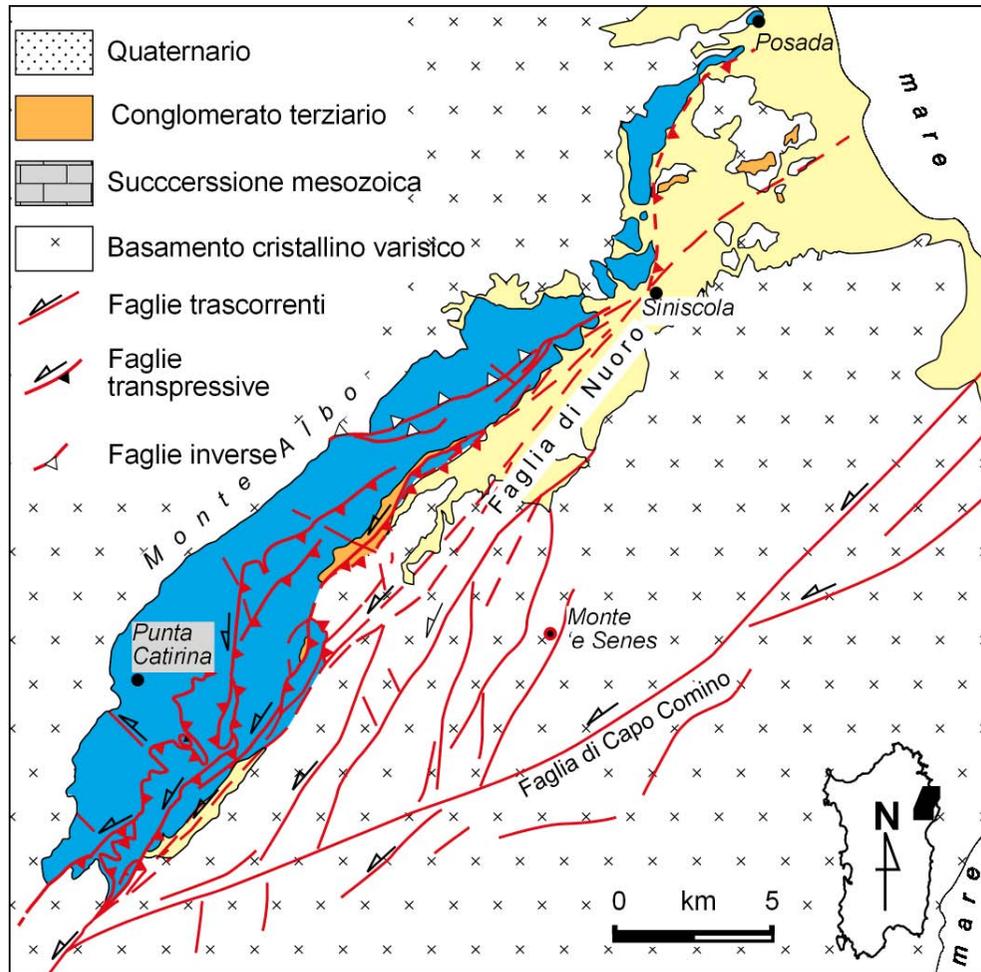
Poco oltre, procedendo in direzione di Nuoro, sulla destra della strada sono visibili delle Domus de Janas, cavità adibite anticamente a tombe, scavate nelle vulcaniti terziarie, visitabili imboccando il successivo bivio per Oniferi. Continuando lungo la S.S.131 d.c.n. in direzione di Siniscola, si supera il bivio per Nuoro; proseguendo si costeggia il M. Albo, oggetto dei successivi Stop, fino al km 93,4 ove si imbecca sulla destra lo svincolo per Siniscola-Orosei, dopo 100 m si gira a destra ripercorrendo il vecchio tracciato stradale della Nuoro-Siniscola; dopo circa 1 km si gira ancora a destra attraversando in un sottopassaggio la S.S.131 d.c.n. appena percorsa; di fronte a noi si mostra ora in tutta evidenza il grande fronte di una cava per l'estrazione di calcare per la produzione di calce, attualmente inattiva; si può parcheggiare in prossimità della sbarra che impedisce l'accesso agli autoveicoli e avviarsi a piedi lungo le piste tracciate durante la coltivazione.

Stop 1.8 – Cava dismessa (Cuile Romasinu-Monte Albo): contatto tettonico tra il basamento paleozoico, i calcari giurassici della formazione di M. Bardia e i conglomerati sintettonici terziari

L'area della cava è a tutt'oggi non in sicurezza per la presenza di un fronte verticale di circa 100 m con faglie e stratificazione a franapoggio, e quindi con evidenti problemi di stabilità; si consiglia pertanto la massima cautela ed un'attrezzatura adatta, comprensiva di casco protettivo (Figg. 24, 25 e 26). L'area che si va osservare è caratterizzata dalla presenza di faglie transpressive sinistre, sintetiche della faglia di Nuoro, delle quali è possibile riconoscere il senso del rigetto. La coltivazione è avvenuta al limite settentrionale della scaglia tettonica di Cuile Ramasinu, dove dolomie e calcari giurassici sovrascorrono sul conglomerato di Cuccuru 'e Flores (Dieni & Massari, 1965) e sono sovrascorsi a loro volta dalle metamorfite varisiche (Fig. 25); in questo modo sono particolarmente



Fig. 24 - Carta geologica semplificata di Monte Albo.



evidenti i rapporti tra i vari elementi tettonici. Procedendo dalla parte più esterna, inoltrandoci lungo le piste di cava, si osserva dapprima il basamento metamorfico fortemente cataclasato, ridotto a una breccia incoerente di colore scuro, molto inquarzata, che poggia con contatto subverticale sui calcari

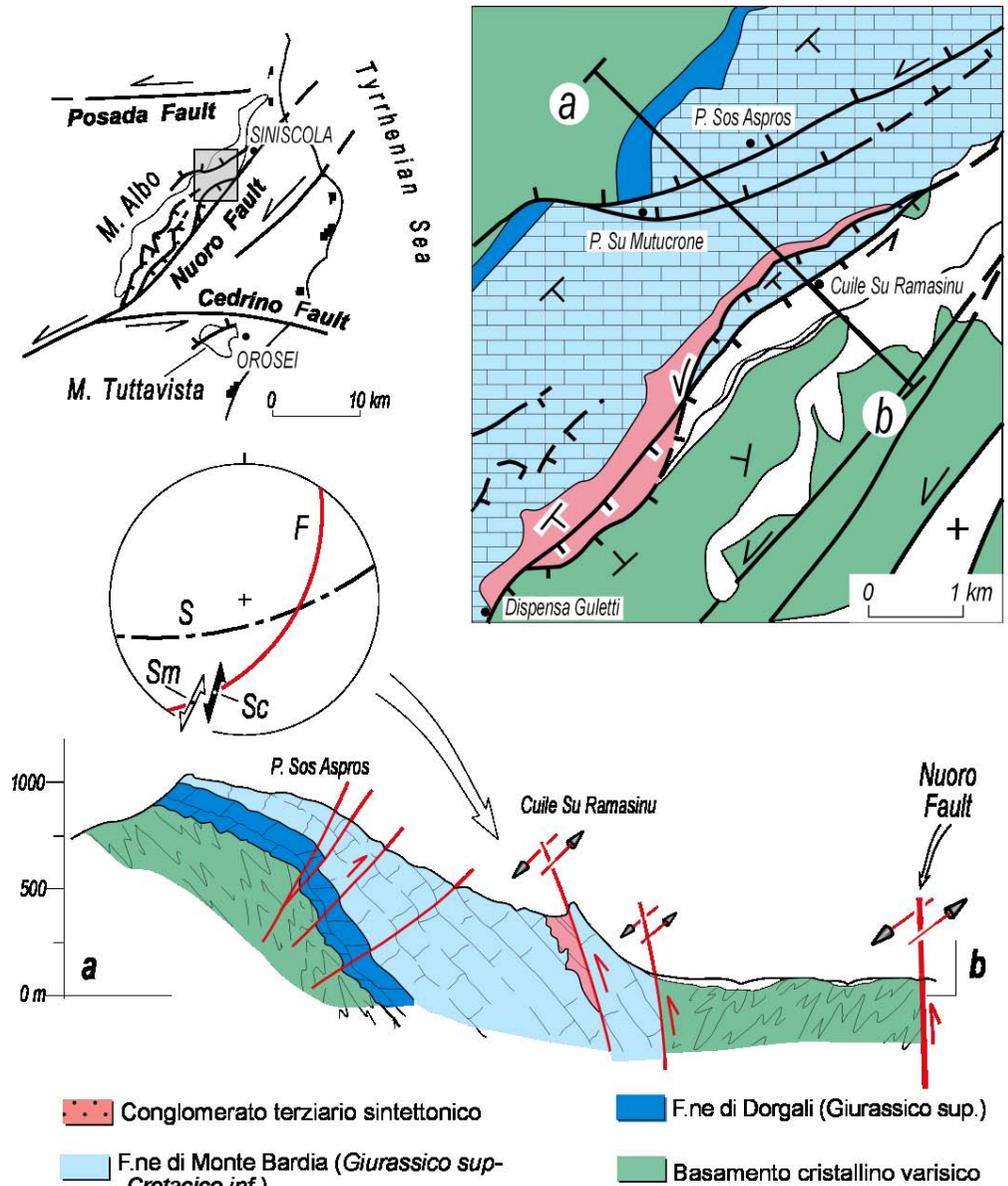


Fig. 25 - Sezione geologica dell'area di Cuile Ramasinu, presso lo Stop 1.8 (da Carmignani et al., 1994a).



giurassici. Lungo il fronte di cava, in particolare nella parte settentrionale, si possono osservare degli specchi di faglia con immersione verso N130 di 75°, con strie a giacitura suborizzontale (circa N195/10); l'orientazione delle strie ed il carattere inverso del contatto tettonico indicano chiaramente un rigetto orizzontale sinistro. Nella parte meridionale del fronte affiora un deposito clastico eterometrico noto in letteratura come conglomerato di Cuccuru 'e Flores, con frammenti poco arrotondati di calcari e dolomie mesozoici e di basamento varisico "pizzicato" tra due scaglie tettoniche di calcari giurassici. Parte di questo deposito affiora ancora appoggiato al fronte della cava, essendo stato estratto il calcare giurassico dell'elemento tettonico a tetto. Nella parte più alta della cava, raggiungibile tramite un sentiero laterale, è possibile osservare come la deformazione subita dal conglomerato di Cuccuru 'e Flores sia piuttosto elevata (Fig. 27). Anche in questo caso, osservando i rapporti angolari tra le superfici di taglio e la direzione di allungamento dei clasti deformati, si deduce un rigetto orizzontale sinistro. Rapporti analoghi tra superfici di taglio e superfici di massimo appiattimento connesse alla deformazione

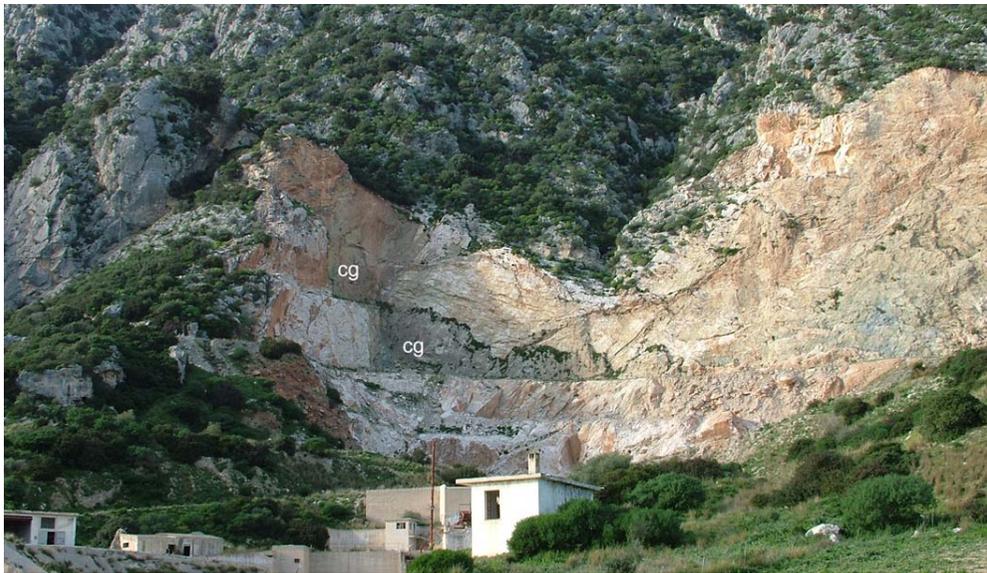


Fig. 26 - Affioramento del conglomerato di Cuccuru 'e Flores nella Cava Concas sul versante meridionale del Monte Albo (Stop 1.8).



Fig. 27 - Particolare del conglomerato di Cuccuru 'e Flores coinvolto nella faglia transpressiva presso Cuile Ramasinu.



per taglio semplice sono osservabili anche in affioramenti poco più a sud, sempre lungo la medesima scaglia tettonica (Fig. 28). Da quest'ultima sosta, guardando il panorama in direzione SE, sono ben visibili in primo piano le colline di San Giacomo e di M. Pedduzza, costituite da metamorfiti varisiche che geometricamente sovrastano il conglomerato di Cuccuru 'e Flores affiorante lungo la valle del Rio Loccoli. Il tracciato della superstrada coincide più o meno con l'andamento della faglia di Nuoro; sullo sfondo si intravedono i rilievi dei Monti Remule, costituiti da granito e metamorfiti paleozoici.

Fig. 28 - Foto panoramica della scaglia di Cuile Ramasinu vista dalla cima del Monte Albo verso est: i calcari giurassici si accavallano sul conglomerato oligocenico-aquitaniiano (conglomerato di Cuccuru 'e Flores) e sulla copertura giurassica autoctona.





Si riprende la vecchia strada statale in direzione di Nuoro che corre ai piedi del M. Albo, e ci si ferma poco prima della caserma dei carabinieri in prossimità di M. Pizzinnu (in corrispondenza del km 82 nella S.S. 131 d.c.n.).

Stop 1.9 – Monte Pizzinnu: contatto tettonico tra il basamento paleozoico granitico e i calcari giurassici della formazione di M. Bardia

Nella parte orientale della trincea della superstrada, osservabile dopo aver valicato un muro di sostegno, affiora una breccia tettonica di spessore notevole sviluppata lungo questo tratto della faglia di Nuoro. La faglia qui mette a contatto i leucograniti tardo-paleozoici (Elter & Sarria, 1989) con le dolomie e i calcari giurassici della formazione di M. Bardia. La breccia tettonica è costituita da elementi di basamento paleozoico e calcari giurassici molto deformati, immersi in una matrice cataclastica prevalentemente fillosilicatica di colore grigio. Al suo interno si riconosce una scaglia di argilla del Dogger, di colore biancastro, riconosciuta per la prima volta da Alvarez & Coccozza (1974). La qualità dell'affioramento non è ottimale, ma durante la costruzione della superstrada la giacitura della scaglia aveva permesso a questi Autori di riconoscere il senso di taglio sinistro della faglia di Nuoro. Ad est della strada affiorano i leucograniti non deformati. Sul lato orientale, lungo il vecchio tracciato della strada affiorano i calcari dolomitici della formazione di M. Bardia, che costituiscono in quest'area i rilievi isolati di M. Pizzinnu, P.ta Tomasu Boe e P.ta Nuscalè, allungati secondo la direzione NE-SW della faglia di Nuoro che in quest'area ha un tracciato anastomizzato, tipico delle zone di taglio trascorrenti.

Sempre lungo il vecchio tracciato della strada, si procede in direzione di Nuoro; dalla salita in prossimità della vecchia casa cantoniera di San Marco (corrispondente al km 75 nella S.S. 131 d.c.n.) è possibile osservare in panorama le strutture transpressive di M. Albo.



Stop 1.10 - S.S. 131 d.c.n., presso P.ta Urros-M. Albo: panoramica della struttura a fiore di M. Albo

La sosta avviene in pratica sopra la zona di taglio della faglia di Nuoro; guardando verso NW è possibile osservare in panorama il sovrascorrimento delle dolomie della Formazione di Dorgali, di colore più scuro, sopra i calcari della Formazione di M. Bardia, di colore biancastro (Fig. 29), lungo una delle faglie sintetiche a basso angolo della faglia di Nuoro. Guardando verso SW, lo stesso contatto tettonico si può osservare a ovest del rilievo di P.ta Urros, dove le dolomie del Dogger (Formazione di Dorgali) sovrascorrono sui calcari della Formazione di M. Bardia e sono a loro volta sovrascorse dal basamento paleozoico.

Nella sezione geologica in Fig. 25 è evidente il caratteristico aumento dell'inclinazione delle faglie sintetiche in prossimità della faglia principale secondo una tipica "struttura a fiore" (*flower structure*).

Proseguendo ancora lungo la vecchia strada verso Nuoro, si giunge dopo circa 10 km al bivio per Lula, ove si gira a destra verso Dorgali e dopo poche centinaia di metri si gira a destra per i paesi di Irgoli, Loculi e Onifai; all'uscita di quest'ultimo paese si attraversa il ponte sul Cedrino (Sa Ghea e Sa Mandria) finché si giunge sulla sponda meridionale del fiume immettendosi nella la S.S.129 e si prosegue a destra in direzione Galtellì. Dopo circa 500 m si giunge presso la collinetta di Sa Mitra (indicata in alcune carte come Cuccuru 'e Paza), sul cui fianco meridionale è presente un alto e ampio taglio stradale.



Fig. 29 - Sovrascorrimento delle dolomie giurassiche della formazione di Dorgali (D) sui calcari giurassici della formazione di M. Bardia (T) lungo una faglia transpressiva sintetica della faglia di Nuoro nel versante sud-orientale del Monte Albo.



Stop 1.11 – Sa Mitra (Galtellì): scaglia tettonica di calcari arenacei dell’Eocene inferiore

Lungo il taglio stradale si osserva il contatto tettonico tra i calcari arenacei dell’Eocene inferiore e le filladi paleozoiche che in questo affioramento si mostrano alquanto alterate e con aspetto molto cataclastico (“tritume” argilloso grigiastro) (Fig. 30).



Fig. 30 - La faglia transpressiva del Cedrino che mette a contatto il basamento paleozoico, fortemente cataclasato (a sx) con i calcari a nummuliti dell’Eocene inferiore, presso Sa Mitra (Stop 1.11).



La sequenza di strati eocenici è potente una trentina di metri ed è stata descritta minuziosamente da Dieni et al. (1966). Si tratta principalmente di calcari arenacei e arenarie calcaree di colore grigio-giallastro, contenenti frequenti granuli di quarzo, frammenti di feldspati e porzioni litoidi di scisti filladici. Notevole è il contenuto paleontologico, rappresentato da abbondantissimi nummuliti, assiline, bivalvi, gasteropodi, echinidi, che indicano per questi sedimenti un'età compresa tra il Cuisiano inferiore e quello superiore. Le giaciture degli strati immergono generalmente verso NW e NNW di circa 30°-50°, descrivendo piccole pieghe di trascinamento associate alla faglia. Ben visibili sono gli indicatori cinematici sul contatto tettonico (orientato circa E-W ed immergente verso N di circa 70°) tra le filladi paleozoiche e i calcari eocenici. Si tratta di strie (generalmente immergenti verso W di 25°-35°) e di strutture tipo "S-C" che indicano un movimento trascorrente destro con associate componenti inverse.

Anche sul versante settentrionale della collinetta di Sa Mitra le filladi paleozoiche molto cataclastate poggiano tettonicamente sulla successione eocenica descritta. Quest'ultima risulta quindi essere una scaglia tettonica, limitata a letto e a tetto da rocce paleozoiche.

Da questo sito si può osservare il versante settentrionale del M. Tuttavista, caratterizzato da numerosi scivolamenti gravitativi (*land slides*) di età plio-quadernaria (Dieni & Massari, 1971) che coinvolgono porzioni carbonatiche mesozoiche di notevole estensione (Castello Pontes, ecc.). Al di sotto di questi accumuli gravitativi sono presenti estesi affioramenti di ignimbriti permiane che si accavallano sopra i carbonati giurassici interessati da un'importante sinclinale di trascinamento con il fianco settentrionale rovescio (Pasci, 1997).

Guardando verso N, si può osservare anche l'esteso *plateau* basaltico dal quale spiccano i coni di emissione pliocenici (ad esempio Gollei Lupu, a W di Loculi, ecc.). Le colate laviche sono intercalate con sedimenti fluvio-lacustri (formazione di Nuraghe Casteddu, Dieni & Massari, 1973), la cui età è riferibile al Villafranchiano inferiore secondo Marini & Murru (1981). I basalti poggiano su sedimenti marini del Pliocene (ad Orosei) e sui granitoidi paleozoici (costituenti i rilievi a N del Fiume Cedrino e visibili in panorama osservando verso NW).

Ripercorrendo a ritroso la S.S. 131 d.c.n. si raggiunge Nuoro dove è possibile pernottare.



Secondo giorno: Successione meso-cenozoica e zona a falde del basamento varisico della Sardegna sud-orientale

da Nuoro a Senorbì, Fig. 31

Sguardo geologico d'insieme

Il basamento varisico che affiora nella Sardegna SE è quello tipico della zona a falde, sia falde interne (unità della Barbagia) sia falde esterne (unità di Meana Sardo, Gerrei, Riu Gruppa e Sarrabus) (Fig. 32). Queste unità hanno una successione litostratigrafica sostanzialmente analoga, che si differenzia principalmente nella successione vulcano-sedimentaria ordoviciana e per la presenza o meno di estesi affioramenti attribuiti alla formazione flyschoidi di Pala Manna del Carbonifero inferiore (Fig. 33).

Tre discordanze di primo ordine suddividono la successione litostratigrafica all'interno delle singole unità tettoniche in quattro cicli sedimentari. La discordanza più antica separa la successione del Cambriano medio- Ordoviciano inferiore dal sovrastante complesso vulcanico dell'Ordoviciano (?)medio-superiore, nota in letteratura come "Discordanza sarrabese" (Calvino, 1959b) e dallo stesso autore attribuita alla "fase sarda" proposta da Stille (1939) nell'Iglesiente. La seconda è una *non-conformity* tra il complesso vulcanico subaereo ordoviciano e la successione trasgressiva dell'Ordoviciano superiore (trasgressione caradociana Auct.); talvolta alcune formazioni vulcaniche ordoviciane sono completamente assenti, perché non deposte o erose. La terza discordanza separa la successione terrigena e carbonatica del Siluriano - Carbonifero inferiore dai depositi prevalentemente clastici

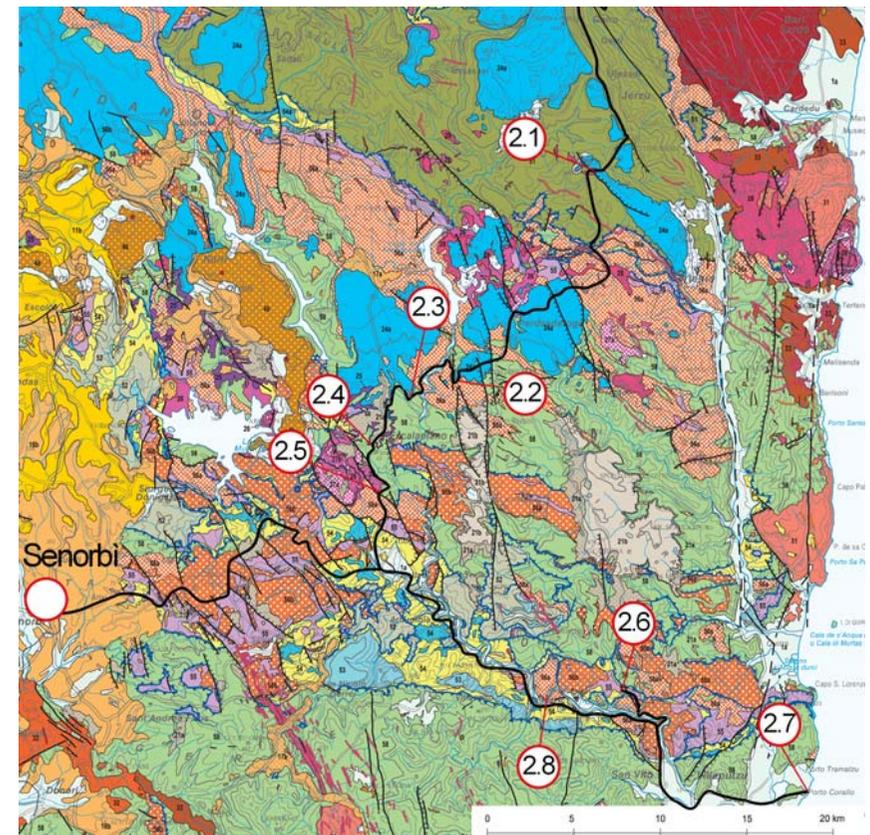


Fig. 31 - Stop del 2° giorno (stralcio base geologica da Carmignani et al., 2008).

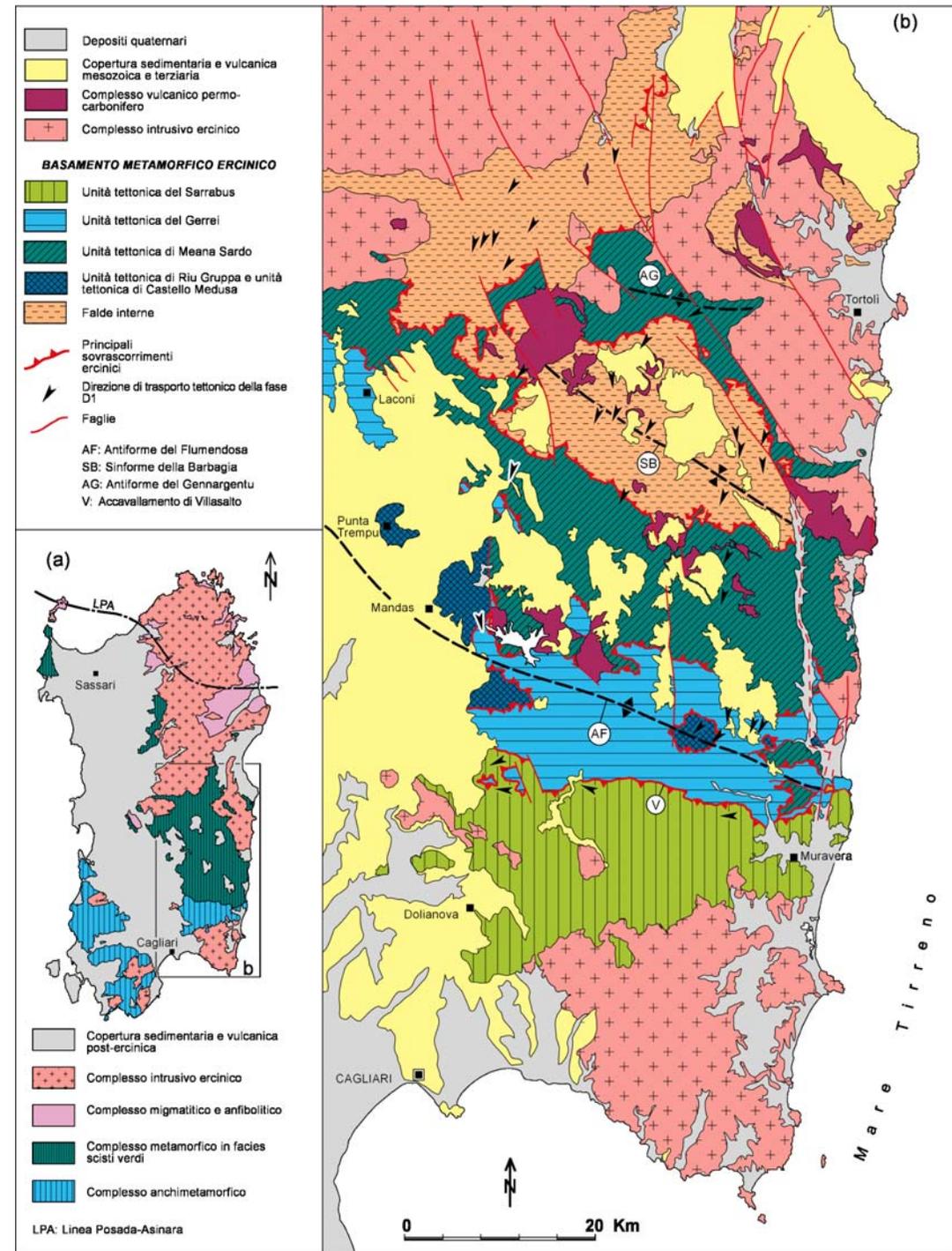


Fig. 32 - Schema tettonico del basamento varisco della Sardegna SE (da Conti et al., 1998, modificato).

detritici del Carbonifero (?) inferiore, secondo alcuni Autori legati allo smantellamento progressivo della catena (Barca, 1991; Barca et al., 1992; Maxia, 1983).

I quattro cicli mostrano le seguenti caratteristiche, comuni con piccole differenze in tutta la zona a falde del segmento della catena varisca affiorante in Sardegna (Fig. 33).

La base della successione è costituita da prevalenti metarenarie e metasiltiti e da metaconglomerati, del Cambriano medio - Ordoviciano inferiore; appartiene alla formazione delle arenarie di San Vito nel Sàrrabus (Calvino, 1959b), in alcuni lavori definita anche come arenarie di Solanas, in Barbagia. Le ricostruzioni paleo-deposizionali indicherebbero ambienti che vanno da conoidi sottomarine a depositi litorali intertidali. Non si osserva, nella zona a falde, la potente successione carbonatica che caratterizza quella parzialmente coeva affiorante nella zona esterna della catena nella Sardegna SW. È probabile si tratti di quanto rimane di un margine continentale passivo persistente per tutto il Cambriano fino all'Ordoviciano inferiore, che potrebbe essere individuato nel margine settentrionale del continente Gondwana.



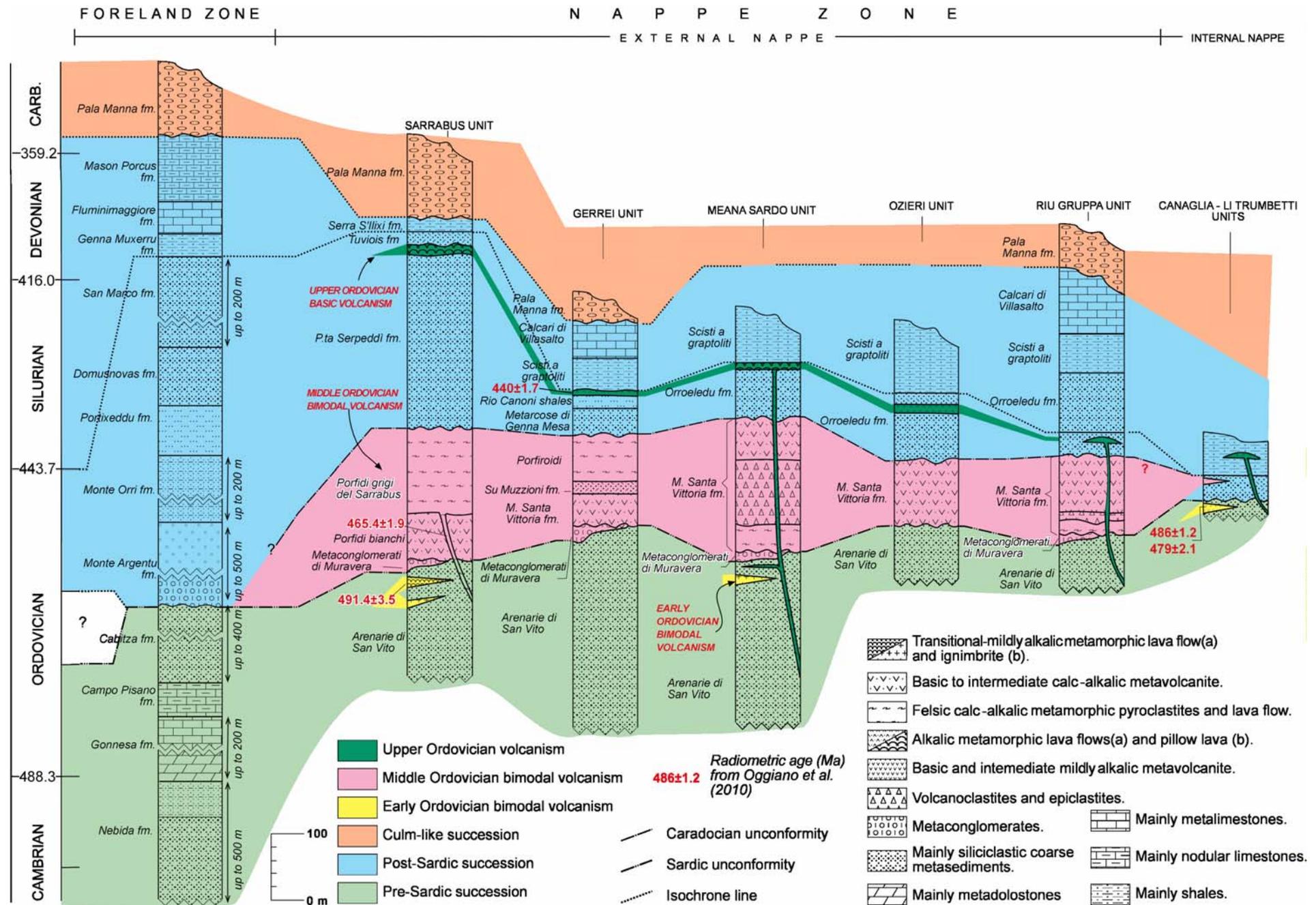


Fig. 33 - Schema lito-stratigrafico delle successioni della zona a falde varisca (da Oggiano et al., 2010, modificato).



In discordanza angolare sopra la successione cambro-ordoviciano, spesso marcata da metaconglomerati (metaconglomerati di Muravera in Carmignani et al., 2001b), affiora un complesso magmatico costituito da metavulcaniti, che variano in composizione da basalti a rioliti, e da metavulcanoclastiti con abbondanti metaconglomerati. Tutte le falde esterne sono caratterizzate da grandi spessori di metavulcaniti e metaepiclastiti discordanti sulle metarenarie cambro-ordoviciane. Il magmatismo ordoviciano costituisce una *suite* che varia in composizione da riolitica ad andesitica. Questi prodotti sono attribuiti ad un'attività di arco vulcanico su crosta continentale riferito ad una fase di subduzione dell'oceano sud-armorico al di sotto del Gondwana. Recentemente Oggiano et al. (2010) e Gaggero et al. (2012), Pavanetto et al. (2012) hanno definito con maggiore dettaglio l'età e le caratteristiche geochemiche di questo complesso, riconoscendo tra l'altro anche la presenza di un ciclo magmatico dell'Ordoviciano inferiore. Il complesso magmatico presenta marcate variazioni di composizione nelle diverse unità tettoniche, attribuite ad un'originaria zonazione dell'arco vulcanico (Carmignani et al., 1994b).

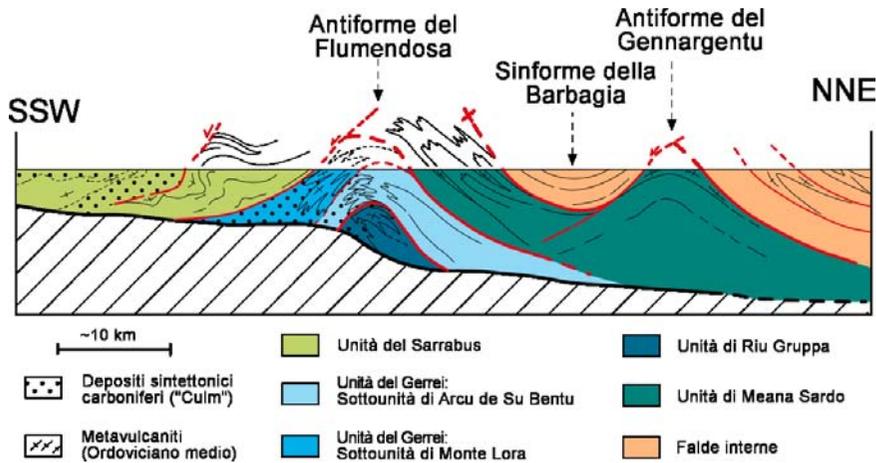
Il terzo ciclo testimonia un'importante variazione geodinamica, con la trasgressione marina sui depositi vulcanici ordoviciani (trasgressione caradociana Auct.) testimoniata da sedimenti detritici anche grossolani d'ambiente costiero (?Caradoc), seguiti da depositi pelitico-arenacei con intercalazioni carbonatiche d'ambiente neritico (Ashgill). Nell'Ordoviciano superiore (Ashgill), una modesta attività vulcanica caratterizzata da basalti intraplacca, testimonia una tettonica distensiva cui è da riferire il collasso e la trasgressione sull'arco vulcanico calcocalino dell'Ordoviciano inferiore e medio. La successione dell'Ordoviciano superiore è generalmente caratterizzata da una grande variabilità di facies: i prodotti dello smantellamento degli apparati vulcanici subaerei sono fortemente dipendenti dalla locale morfologia della superficie di trasgressione. Nel dominio marino, instauratosi alla fine dell'Ordoviciano, si stabilisce una sedimentazione uniforme per un lungo intervallo che arriva fino all'inizio del Carbonifero. L'ambiente della sedimentazione siluro-devoniana è di mare aperto, come provano le faune pelagiche di profondità relativamente modesta, con apporti dalle terre emerse scarsi o assenti e frequenti condizioni riducenti sul fondo soprattutto del Siluriano. Si tratta di una successione clastica e carbonatica del Siluriano, rappresentato da metapeliti nere con graptoliti, liditi e metacalcri ad ortoceratidi nel Siluriano, che passano a metacalcri marnosi e metacalcri nodulari del Devoniano.

Si tratta di una successione di tipo flyschoid, caratterizzata da grandi estensioni di metarenarie con caratteristiche litologiche piuttosto omogenee, poco definita, che rimaneggia tutte le successioni sottostanti, attribuita al Carbonifero inferiore (Corradini et al., 2003).

Attualmente la zona falde esterne è costituita da un edificio a falde dove le diverse unità tettoniche, impilate una sull'altra, sono ripiegate in ampie antiformali (Fig. 34).

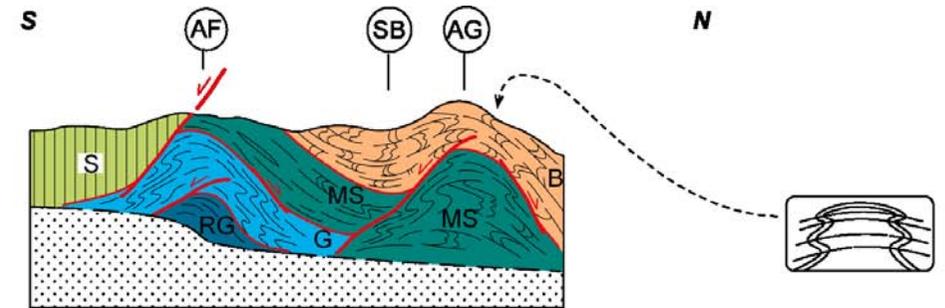


Fig. 34 – Profilo schematico della struttura a falde della Sardegna sud-orientale (da: Carmignani et al., 2001a).

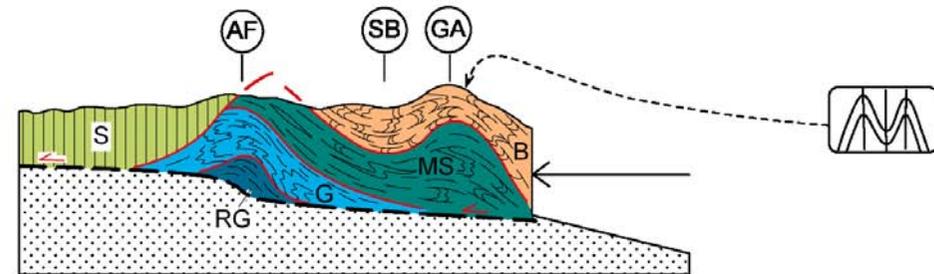


L'evoluzione tettonica varisca della zona a falde si articola, a grandi linee, in una fase di raccorciamento D1, connessa alla collisione continentale, ed una fase post-collisionale D2. Il riconoscimento di diverse strutture: pieghe, sovrascorrimenti, foliazioni, ecc., la loro interpretazione cinematica nonché le relazioni di reciproca sovrapposizione, permettono di distinguere, all'interno di questi due momenti principali dell'evoluzione varisca, diverse fasi deformative di minore entità, responsabili di un quadro deformativo complesso (Fig. 35). La fase di raccorciamento è quella

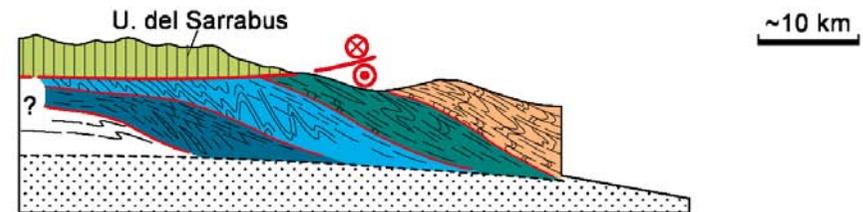
Fig. 35 - Evoluzione tettonica del basamento varisco della zona a falde. **AF**: antiforme del Fumendosa; **SB**: sinforme della Barbagia; **AG**: antiforme del Gennargentu (da Conti et al., 1999, modificato).



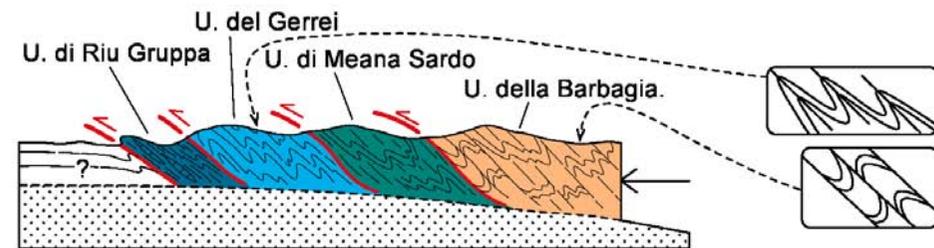
(d) Faglie normali e pieghe asimmetriche (D2)



(c) Antiformi e sinformi tardo-collisionali (D1t)



(b) Messa in posto delle unità verso W (D1a)



(a) Messa in posto delle unità tettoniche verso S, con sovrascorrimenti e pieghe isoclinali (D1)



che ha indotto nella successione cambro-carbonifera la deformazione più importante, pervasiva a tutte le scale, con metamorfismo sin-cinematico e formazione di sovrascorrimenti che hanno sovrapposto le diverse unità tettoniche, e al loro interno pieghe isoclinali coricate con ampiezza a volte chilometrica ed una marcata scistosità di piano assiale. Gli ultimi stadi del raccorciamento sembrano i responsabili della formazione delle grandi strutture antiformali (D1t) che ripiegano gli elementi sopra elencati, originando la megastruttura dell'antiforme del Flumendosa, che caratterizza il basamento varisico della Sardegna centro-meridionale (Figg. 34 e 35). Durante la fase post-collisionale (D2 e D3), la risposta al disequilibrio isostatico nell'edificio di unità tettoniche formatosi, è caratterizzata da pieghe asimmetriche e zone di taglio con cinematica diretta, che favoriscono il sollevamento dei nuclei più profondi delle unità tettoniche, esasperando la geometria antiformali dell'edificio a falde acquisita durante la fase tardiva del raccorciamento.

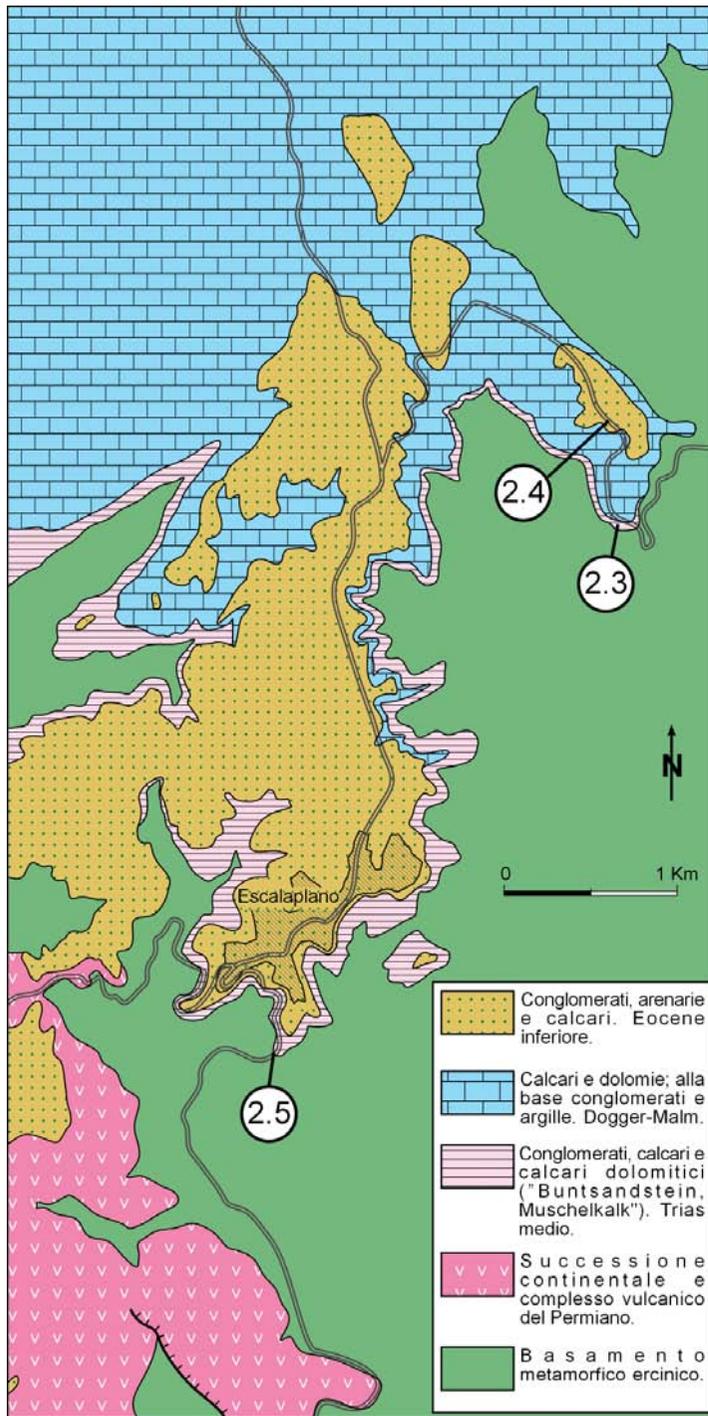
La progressione delle conoscenze e l'ampliamento delle aree soggette ad un rilevamento geologico-strutturale, ha portato ad un dettaglio sempre maggiore nel distinguere le fasi deformative varisiche della zona a falde, e talvolta risulta difficile orientarsi nella relativa nomenclatura proposte dai vari Autori (vedi tabella riassuntiva in Conti et al., 2001).

In *non conformity* sul basamento varisico poggiano le coperture permiane, triassiche, giurassiche, eoceniche e mioceniche che, a loro volta, hanno dato origine ad una serie di discordanze angolari che testimoniano un'evoluzione tettono-sedimentaria complessa (Funedda et al., *in stampa*; Pertusati et al., 2002; Vardabasso, 1951).

Nella Sardegna sud-orientale esistono numerose faglie, perlopiù dirette e/o trascorrenti, che testimoniano un'evoluzione tettonica complessa, che ha interessato tutte le coperture post-paleozoiche a più riprese ed influenzandone la sedimentazione. Testimonianza stratigrafica del sovrapporsi di numerosi cicli tettono-sedimentari sono le numerose discordanze angolari che separano i vari termini litostratigrafici, particolarmente evidenti nel settore a nord di Escalaplano (Fig. 36).

Tutta l'area inoltre costituisce l'*horst* orientale della cosiddetta "fossa sarda", che si estende nella fascia che dal golfo di Cagliari va al golfo dell'Asinara, costituita da una serie di bacini con riempimento oligo-miocenico il cui contesto geodinamico e tettonico è illustrato nell'introduzione geologica e in parte nello sguardo d'insieme del 1° giorno.

I lineamenti principali sono delle faglie orientate circa N-S che, nelle aree più ad ovest rigettano anche le formazioni oligo-mioceniche, e numerose faglie NW-SE responsabili anche della strutturazione dei bacini miocenici e della fossa pliocenica del Campidano. Dai rilevamenti eseguiti per i fogli geologici in scala 1:50.000 540-Mandas (Funedda et al., *in stampa* a), 541-Jerzu (Pertusati et al., 2002), 548-Senorbi (Funedda et al., *in*



stampa b), e 549-Muravera (Carmignani et al., 2001a), i lineamenti orientati N150 sono già attivi durante le fasi tardo-varisiche.

L'evidenza di un'attività tettonica pre-eocenica è comunque evidenziata dalla discordanza angolare con cui la base della formazione di Monte Cardiga (Eocene inferiore) poggia indistintamente su depositi paleozoici, triassici e giurassici, in affioramenti anche a poca distanza tra di loro. E' quindi verosimile che tra il Giurassico ed il Paleocene ci sia stata una strutturazione ed una successiva erosione che ha originato la superficie d'appoggio dell'Eocene inferiore. Indizi di una tettonica mesozoica-paleogenica sono riportati in letteratura da Cherchi & Tremolieres (Fase Laramica, 1984) e da Oggiano et al. (1987), anche per la Sardegna nord-occidentale.

Descrizione dell'itinerario

L'itinerario inizia da Nuoro e ci si dirige verso Jerzu lungo la strada a scorrimento veloce, dopo aver attraversato la galleria del valico di Correboi si entra in Ogliastra; superato il paese di Villanova Strisaili si raggiunge il Bivio Carmine e si gira a destra verso Gairo, si scende verso il Rio Pelao e, dopo aver attraversato il paese di Osini e Ulassai, si raggiunge il primo Stop. Quindi si procede attraversando i paesi di Perdasefogu, Escalaplano, Ballao, San Vito e Villaputzu. Quindi a ritroso, passando da Goni si raggiunge Senorbì. In pratica durante questa giornata si attraversano le regioni storiche del Nuorese, Ogliastra, Gerrei, Sarrabus e Trexenta (Fig. 31).

Fig. 36 - Schema delle discordanze angolari della Sardegna sud-orientale (da Pertusati et al., 2002, modificato).



Stop 2.1 - Pitzu Sant'Antonio: la discordanza basale giurassica

La strada attraversa il contatto basale tra la copertura giurassica ed il basamento varisico (Figg. 37 e 38) mettendo in evidenza alla base le metamorfiti del basamento varisico (Paleozoico inferiore), su cui poggiano in discordanza le argille, con anche livelli carboniosi (lignite picea), della f.ne di Genna Selole (Giurassico medio), quindi le dolomie, talvolta con segni di bioturbazioni, della f.ne di Dorgali (Giurassico medio). Lungo lo stesso contatto, inoltrandosi verso SE la base della f.ne di Genna Selole è costituita da un crostone di ossi-idrossidi di ferro, spesso in concrezioni mammellonari con forti anomalie in fosforo e bario che rappresenta un'evoluzione pedogenetica in clima tropicale di un paleosuolo (*ferricrust*). Questo in contrasto con i sovrastanti livelli di siltiti e arenarie con livelli di lignite e noduli di marcassite, tipici di ambiente paralico che testimoniano un ambiente riducente.

Si prosegue lungo la S.P.13 fino ad oltrepassare l'abitato di Perdasdefogu: lo Stop successivo si trova dopo circa 5 km dove il tracciato stradale compie un ampio tornante verso destra.

Fig. 37 - Contatto discordante (*non conformity*) visibile allo Stop 2.1 tra la successione basale giurassica ed il sottostante basamento varisico lungo la S.P. 13 presso Pitzu Sant'Antonio (Jerzu).

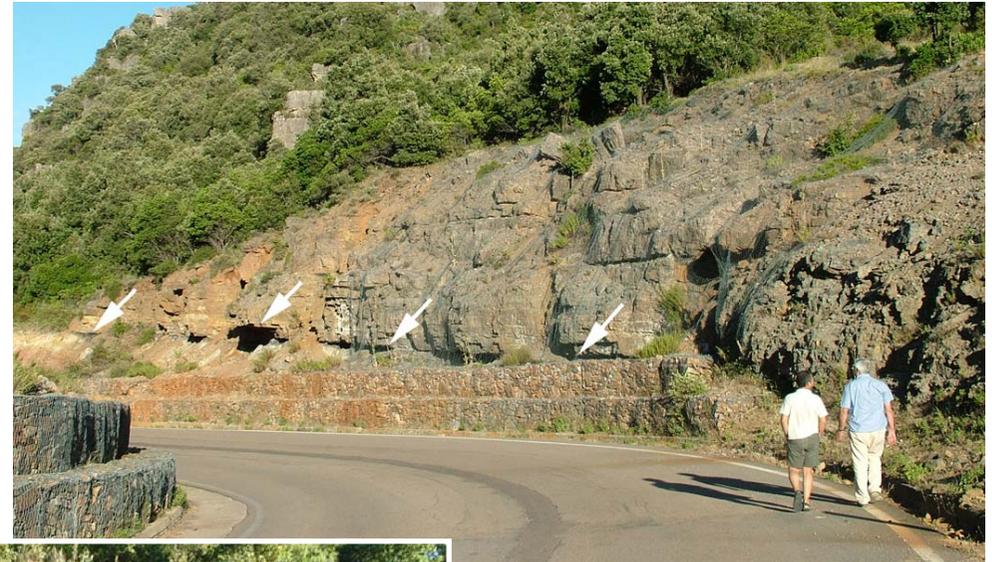


Fig. 38 - Particolare dello stesso contatto di Fig. 37.
D: f.ne di Dorgali (Giurassico-medio Superiore);
G: f.ne di Genna Selole (Giurassico medio);
B: basamento metamorfico varisico.



Stop 2.2 - Sud di Perdasefogu: faglie dirette post-eoceniche

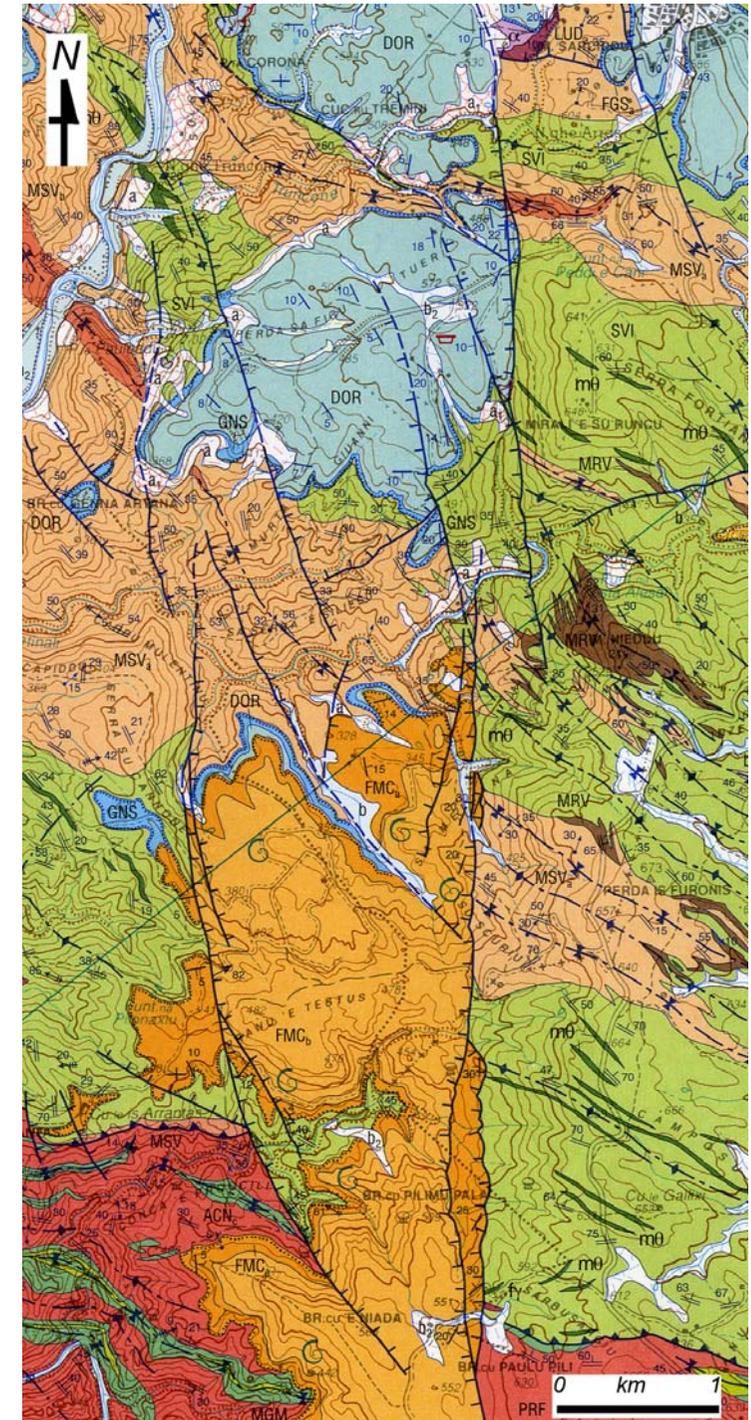
Lo Stop è ubicato sul conglomerato basale della successione giurassica (f.ne di Genna Selole). Verso SSE è possibile osservare in panorama l'altopiano del Salto di Quirra, dove la successione eocenica poggia in discordanza sia sul basamento varisico che sulla successione giurassica ed è dislocata da una serie di faglie dirette, con probabile componente trascorrente, con direzione di immersione verso ovest (Fig. 39). Dalla carta geologica è possibile osservare che queste faglie sono state attive in più momenti, dato che la dislocazione dei lineamenti tettonici varisici sembra dovuta ad una cinematica opposta a quella che ha dislocato le formazioni eoceniche (Fig. 40).



Fig. 39 - Visione panoramica dallo Stop 2.2. **Eo**: successione dell'Eocene inf.; **G**: successione giurassica; **B**: basamento varisico. In rosso è indicato l'andamento di una delle principali faglie post-Eocene a direzione N-S.

Proseguendo verso Escalaplano ci si ferma al km 10 della strada provinciale, in località Arcu is Fronestas.

Fig. 40 - Stralcio dalla carta 1:25.000 549 III Escalaplano (Pertusati et al., 2002).





Stop 2.3 - Arcu is Fronestas: la discordanza angolare triassica

Dal tornante in poi la strada attraversa la discordanza basale della successione triassica sul basamento varisico e quindi il passaggio tra questa e la successione giurassica (Fig. 36). La base è marcata da un conglomerato poligenico ad elementi spigolosi di metamorfiti paleozoiche.

Stop 2.4 - Escalaplano: la discordanza angolare eocenica

Poco oltre (Fig. 36) la strada interseca il contatto con la base della successione eocenica, costituito da un conglomerato poligenico grossolano a elementi ben elaborati provenienti dal basamento paleozoico e abbondante quarzo bianco e liditi, organizzati in banchi metrici e con matrice arenacea grossolana. Lateralmente e verticalmente la frazione arenacea diventa prevalente, presenta frequenti laminazioni incrociate e piano-parallele e si osservano anche resti fossili, in genere ostreidi e *Cerithium*.

Proseguendo per la S.P. 13 si oltrepassa il paese di Escalaplano fino alla sua periferia sud.

Stop 2.5 - Escalaplano: la successione triassica

modificato da Carmignani et al., 1986

Lungo il taglio stradale all'inizio dell'abitato di Escalaplano (Fig. 36) è ben visibile il contatto di base della successione clastica permiana. La successione giace in discordanza angolare sulle arenarie di San Vito (Paleozoico inferiore). Inizia con un metro di conglomerati a clasti di quarzo e più rare metarenarie del substrato in una abbondante matrice arenacea di colore rosso, seguiti da una monotona sequenza di siltiti e argilliti rosse con sottili orizzonti di gesso.

Insieme con i depositi dei bacini di Seui, Seulo, Perdassdefogu e Lago di Mulargia rappresentano i più antichi depositi tardo e post-varisici della Sardegna centrale. La maggior parte degli Autori li considerano di età autuniana (Cassinis et al., 1999, *cum bibl.*).

Dall'abitato di Escalaplano si scende nuovamente nella valle del F. Flumendosa, lungo la strada per Ballao, dove si osserva la successione permiana, costituita da un conglomerato basale, epiclastiti ed intercalati flussi piroclastici; a tetto la successione permiana è chiusa da una lava andesitica.



Proseguendo verso Ballao si percorre la S.S. 369 che segue la bassa valle del Flumendosa, attraversando il nucleo dell'omonima antiforمة di falde varisica, si giunge a pochi km da San Vito; lungo la strada per il borgo di Brecca si attraversa il Fiume Flumendosa per poi percorrere verso nord la sua sponda settentrionale. Quindi dopo circa 1 km si prende la strada sterrata del Rio Piras risalendo il versante destro della valle fino alla sella nota come Genna Mesa.

Stop 2.6 - Genna Mesa: sovrascorrimento varisico nell'unità tettonica del Gerrei e successione paleozoica

Questo affioramento permette di osservare in poco spazio alcune delle caratteristiche strutturali e stratigrafiche tipiche del basamento varisico delle falde esterne. L'area è caratterizzata dalla chiusura periclinale di una delle strutture antiformi il cui involuppo costituisce l'antiforme del Flumendosa, che deforma un sovrascorrimento minore all'interno dell'unità tettonica del Gerrei, che la separa nelle due sottounità di Monte Lora (la più alta) e di Arcu de su Bentu (la più bassa) (Fig. 41).

Lungo la strada sterrata abbandonata (2.6a), all'altezza dell'ovile di Genna Mesa è possibile osservare il sovrascorrimento marcato da una sottile fascia cataclatico-milonitica (Fig. 42) fatta prevalentemente a spese delle metasiltiti carboniose siluriane (Scisti a Graptoliti) e degli argilloscisti di Rio Canoni (Hirnantiano) con a tetto le arenarie di San Vito (cambro-ordoviciane). La superficie immerge di pochi gradi verso N025. Nella fascia cataclastica si osservano diversi indicatori cinematici di tipo "s-c" dovuti alla riattivazione di questa porzione del sovrascorrimento come faglia diretta durante l'estensione post-collisionale. Lo stesso contatto è osservabile, anche se meno chiaramente, circa cento metri più in basso lungo la strada presso Arcu Paoli Moi (2.6b), dove ugualmente a tetto sono presenti le arenarie di San Vito ed a muro gli Scisti a Graptoliti. In questo caso però il sovrascorrimento immerge di circa 20° verso N160° circa, in quanto ripiegato in antiforme (antiforme di Genna Mesa) (Fig. 43). A nucleo della struttura antiforme tardo-collisionale, e nel "foot-wall" del sovrascorrimento si trova la parte alta della successione della sottounità di Arcu de su Bentu, costituita dai metasedimenti dell'Ordoviciano superiore e del Siluriano-Devoniano. In prossimità dell'ovile è possibile osservare in dettaglio la formazione delle metarose di Genna Mesa che rappresentano il podotto dello smantellamento del sottostante complesso vulcanico dell'Ordoviciano medio-superiore. Sono costituite da metarenarie organizzate in bancate metriche, di colore bianco-grigio chiaro, costituite prevalentemente da quarzo, frammenti litici ed alla base da feldspati. Mentre nella base della successione prevalgono le metarose e metagrovacche, nella parte alta si tratta in genere di quarziti, con intercalazioni sottili di metasiltiti scure. Nello stesso affioramento si osserva il contatto con la sovrastante formazione degli argilloscisti di Rio Canoni,

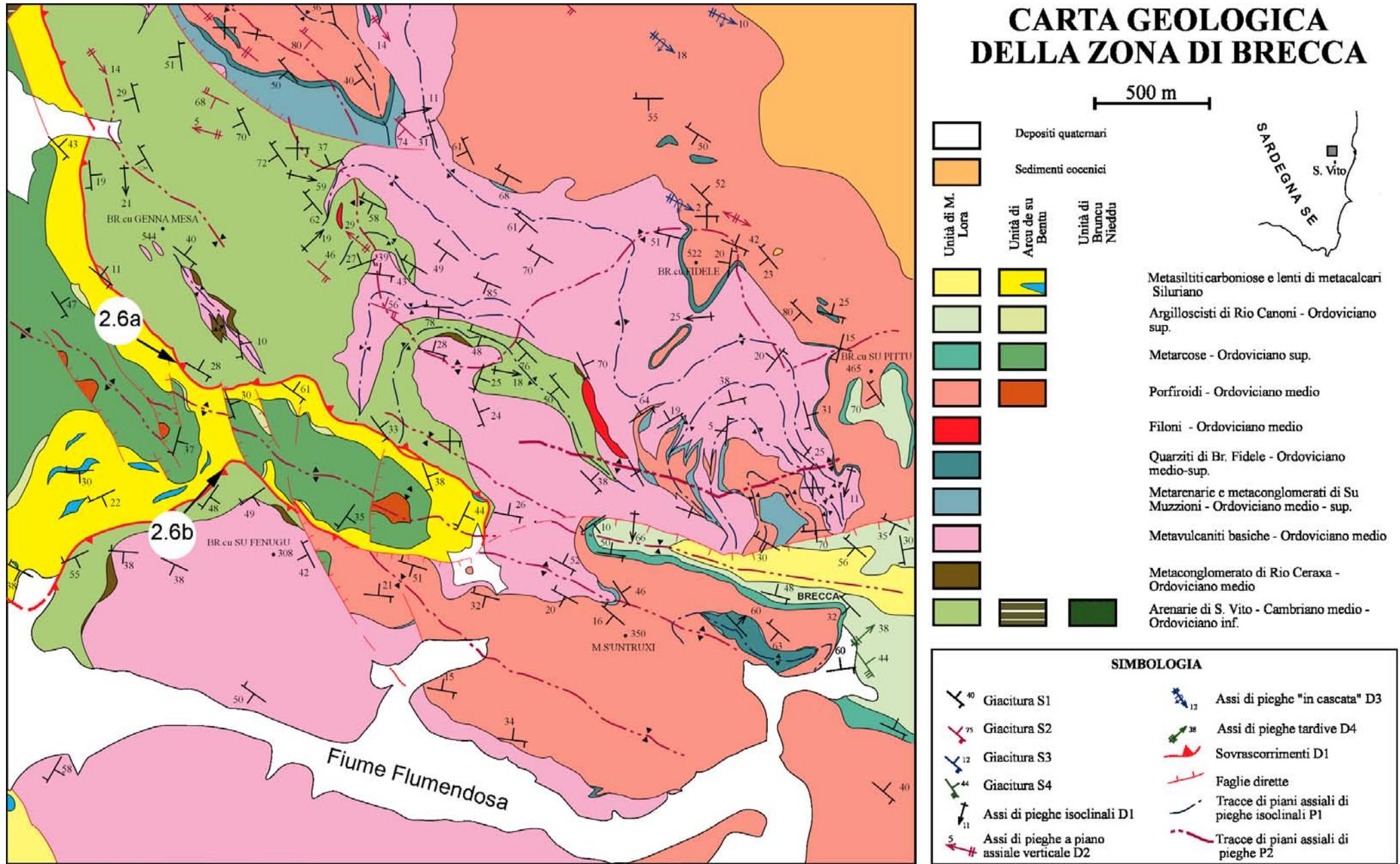


Fig. 41 - Carta geologica dell'area di Genna Mesa - Brecca (da Funedda, 1996).

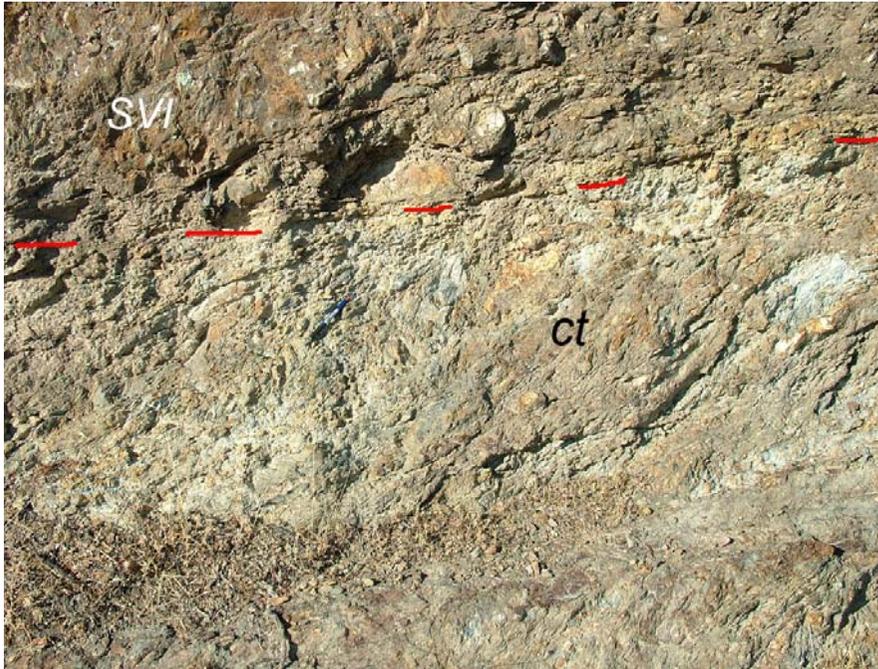


Fig. 42 - Particolare del sovrascorrimento di Genna Mesa, con la fascia cataclastico-milonitica (**ct**) fatta a spese degli Scisti a Graptoliti siluriani e a tetto le arenarie di San Vito (**SVI**) (Cambriano medio-Ordoviciano inferiore).

costituita da metasiltiti per uno spessore inferiore ai 10 m, con abbondanti resti di briozoi, brachiopodi e gasteropodi. Guardando verso ESE è possibile osservare in panorama lo spessore delle metarcose di Genna Mesa che in quest'area raggiunge lo spessore massimo di circa 50 m (Fig. 44). A tetto del sovrascorrimento affiora la sottounità di Monte Lora, costituita dalle arenarie di San Vito cambro-ordoviciane e dalle metavulcaniti a chimismo intermedio-basico della formazione di Monte Santa Vittoria.

DOI: 10.3301/GFT.2012.04

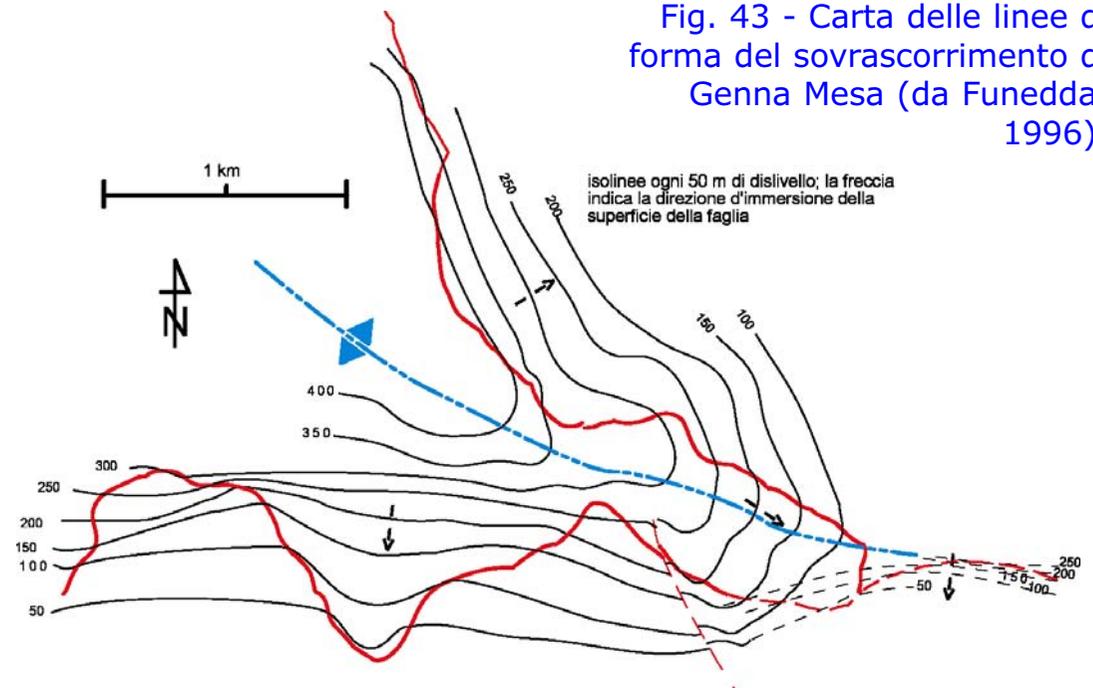


Fig. 44 - Affioramento della litofacies quarzifica della parte alta della formazione delle metarcose di Genna Mesa.



Le arenarie sono qui costituite da alternanze irregolari di metarenarie fini e metasiltiti, di colore nocciola, con frequenti laminazioni incrociate da *ripple* unidirezionali. Le metavulcaniti hanno in genere una matrice filladica, di color verde scuro, con rari clasti scuri di piccole dimensioni, probabilmente in origine cristalli femici che hanno subito un'alterazione cloritico-epidotica; alternati si hanno dei livelli decimetrici biancastri con plaghe di plagioclasti appiattiti sulla scistosità principale; le dimensioni variano da pochi millimetri a diversi centimetri. Talvolta il plagioclasio è intensamente sericitizzato e si osservano anche cristalli di quarzo.

Da Arco Pauli Moi si può osservare in panorama verso SW il rilievo di Monte Lora, costituito da metacalcari del Devoniano superiore-Carbonifero inferiore appartenenti alla sottounità di Monte Lora, su cui sovrascorrono le arenarie di San Vito della unità tettonica del Sarrabus (sovrascorrimento di Villasalto, faglia di Villasalto Auct.; Fig. 45).

Riguardata la strada S.S 389 si prosegue in direzione San Vito-Villaputzu e quindi verso la località balneare di Porto Corallo. Poche centinaia di metri a nord del porto, subito dopo la spiaggia che ne sta a ridosso, è ubicato lo Stop 2.7.



Fig. 45 - Panoramica del rilievo di Monte Lora, costituito dalle formazioni siluro-devoniane (**SD**) dell'unità del Gerrei, sovrascorse dalla arenarie di San Vito (**SVI**) dell'unità del Sarrabus tramite il sovrascorrimento di Villasalto.

Stop 2.7 - Porto Corallo: arenarie di San Vito, fianco rovescio di pieghe isoclinali varisiche

Lungo la spiaggia, al di sotto della copertura quaternaria, affiorano le arenarie di San Vito dell'unità del Sarrabus (quindi a tetto del sovrascorrimento di Villasalto). Sono principalmente metarenarie fini disposte in strati di circa 50 cm di potenza al loro interno organizzati con laminazioni incrociate, probabilmente di *ripple* unidirezionali, e con evidenti controimpronte di strutture da carico (*load-cast*) e talvolta di flusso (*flute-cast*) (Fig. 46). La loro polarità



Fig. 46 - Controimpronte di strutture di carico e di flusso nelle arenarie di San Vito presso Porto Corallo (Stop 2.7).

Carmignani & Pertusati (1977) la stratificazione rimane rovesciata per un tratto di circa 800 m lungo la costa e costituisce il fianco rovesciato di una grande anticlinale a piano assiale rovesciato immergente verso est, il cui fianco diritto affiora sulla cima delle colline poco ad ovest della linea di costa (Br.cu 'e Mesu) (Carmignani & Pertusati, 1977; Carmignani et al., 1986; Conti & Patta, 1998), (Fig. 47). Si riprende la strada verso Ballao e all'altezza della casa cantoniera Monte Lora, si effettua un breve tragitto a piedi guardando il Fiume Flumendosa.

indica chiaramente che in questo affioramento la successione è rovesciata. La foliazione S1 varisica è poco sviluppata nelle frazioni più grossolane, mentre è ben registrata nelle sottili intercalazioni fini. Le lineazioni d'intersezione L₀₋₁ indicano assi di piega orientati circa N-S, mentre le relazioni tra S₀, S₁ evidenziano una direzione di *facing* verso ovest. Come evidenziato già in

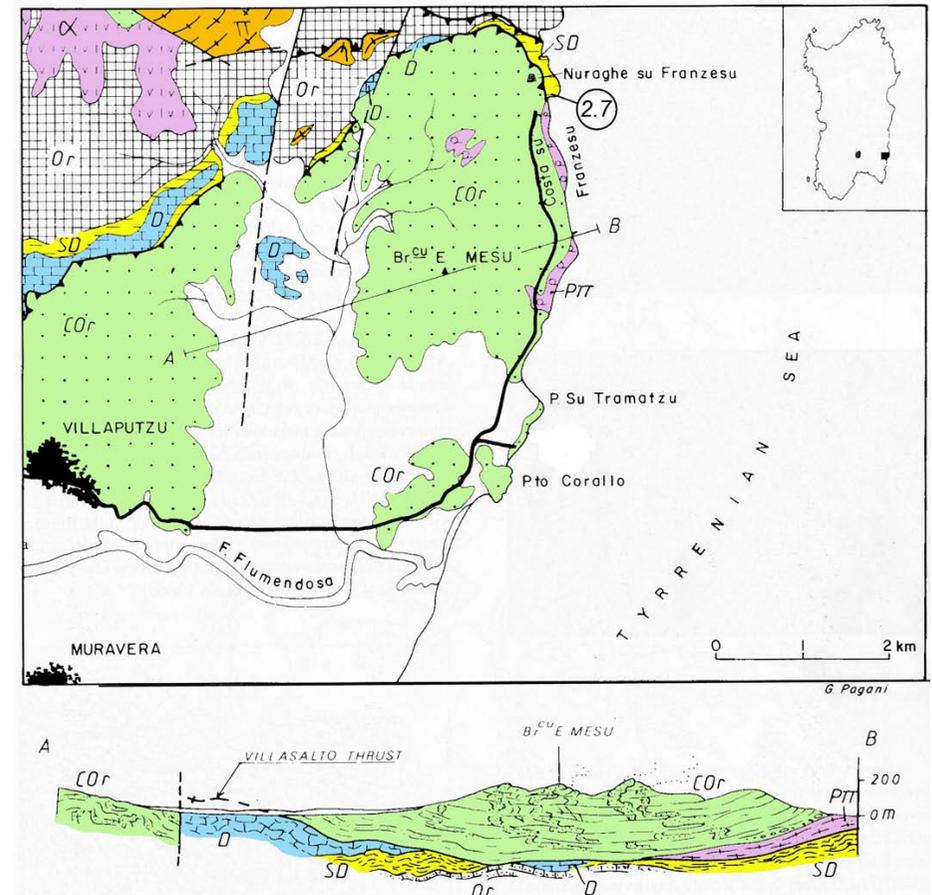


Fig. 47 - Schema geologico e sezione geologica dell'area di Porto Corallo - Villaputzu (da Carmignani et al., 1992b).



Stop 2.8: Monte Perdosu: Successione del Cambriano-Ordoviciano superiore dell'unità tettonica del Gerrei modificato da Carmignani et al., 1986

A Est del rilievo del M. Ferru è possibile osservare la successione pre-caradociana dell'unità di M. Lora e il contatto tettonico con l'unità di Arcu de Su Bentu; si tratta dello stesso contatto tettonico dello Stop 2.6a.

Effettuando un breve tragitto a piedi lungo il F. Flumendosa, attraversiamo la successione pre-caradociana dell'unità di Monte Lora partendo dalle formazioni più recenti. Lungo il fiume possiamo osservare (Figg. 48 e 49):

1) quarziti feldspatiche e metarenarie, subito al di sotto degli strati fossiliferi della formazione degli Argilloscisti di Rio Canoni (Ordoviciano superiore);

2) le metavulcaniti a tessitura occhiadina, in origine probabili flussi piroclastici a chimismo da riolitico a riodacitico, definite "porfiroidi", che in questo punto affiorano per pochi metri di spessore, fino a scomparire;

3) metasedimenti, in particolare metarenarie micacee, metaconglomerati e quarziti derivati dalla rielaborazione sedimentaria di materiali vulcanici (f.ne di Su Muzzioni).

4) metavulcaniti da basiche sino ad intermedie (più rare) della formazione di Monte Santa Vittoria, di colore grigio scuro, quasi nere, con livelli di brecce eterometriche a spigoli vivi.



Fig. 48 - Panorama del tratto del F. Flumendosa. **MGM**: metarcose di Genna Mesa; **POR**: porfiroidi; **MUZ**: f.ne di Su Muzzioni; **MSV**: f.ne di Monte Santa Vittoria.



Continuando per circa 1 km lungo il torrente che scende dal M. Su Perdosu, si vede chiaramente che la precedente successione è sovrascorsa sull'unità di Arcu de Su Bentu. Il contatto tettonico è marcato da un sottile livello di metapeliti nere con clasti di metacalcari siluriano-devoniani che rappresentano la copertura sedimentaria dei porfiroidi dell'unità di Arcu de Su Bentu.

Da questo Stop si prosegue in direzione Ballao, Goni, San Basilio fino a giungere a Senorbì, dove è possibile il pernottamento.

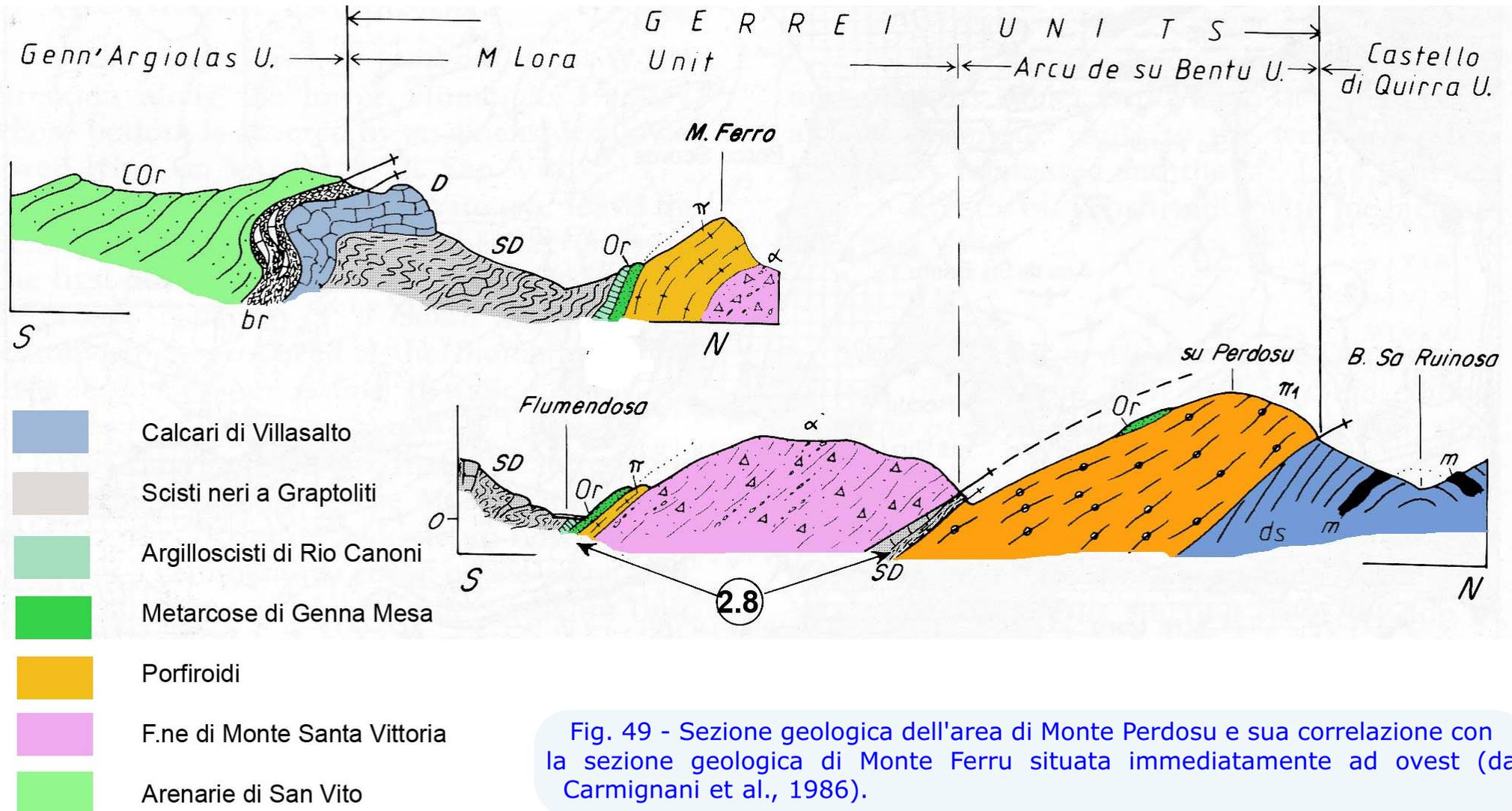


Fig. 49 - Sezione geologica dell'area di Monte Perdosu e sua correlazione con la sezione geologica di Monte Ferru situata immediatamente ad ovest (da Carmignani et al., 1986).



Terzo giorno: Aspetti stratigrafici e strutturali del basamento varisico dell'Iglesiente

Da Senorbì ad Iglesias, Fig. 50.

Sguardo geologico d'insieme

Questo itinerario si propone principalmente di illustrare alcuni aspetti stratigrafici e strutturali del basamento varisico dell'Iglesiente e, in minor misura, quelli delle coperture terziarie e quaternarie della stessa area.

Tra gli aspetti geologici più importanti e significativi di quest'area si segnalano:

1) una successione tra le più antiche d'Italia (del Cambriano inferiore); **2)** una tra le più antiche discordanze

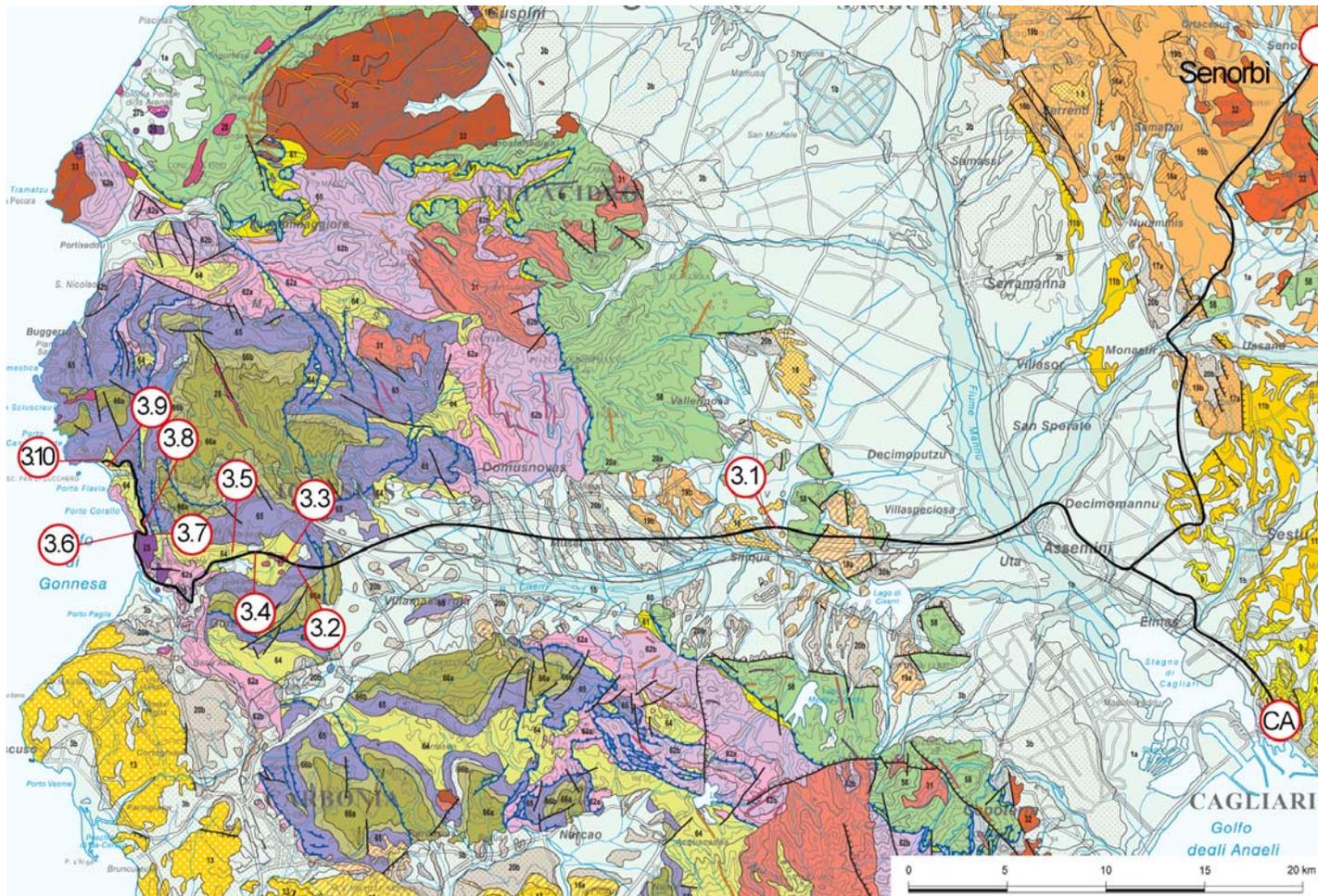


Fig. 50 - Stop del 3° giorno
(base geologica da Carmignani et al., 2008).



angolari (la "discordanza sarda" dell'Ordoviciano medio); **3**) la presenza di importanti giacimenti minerali, sfruttati da millenni, che hanno avuto un ruolo fondamentale per la vita economica e sociale di questa regione. Inoltre l'area è compresa entro il "Parco Geominerario della Sardegna", il più grande d'Europa, dichiarato dall'UNESCO "Patrimonio dell'Umanità". Le evidenti implicazioni economiche che la struttura geologica dell'Iglesiente aveva per l'industria mineraria hanno costantemente richiamato in questa parte dell'Isola i ricercatori più famosi d'Europa.

Quest'area si inquadra in un contesto geologico complesso (Fig. 2), caratterizzato dalla presenza di successioni sedimentarie di età paleozoica di basso grado metamorfico dove i caratteri petrografici e sedimentologici dei protoliti sono quasi sempre ben riconoscibili. Queste metamorfiti sono intruse da rocce granitoidi permo-carbonifere, alle quali seguono successioni sedimentarie, di età compresa tra il Permo-Carbonifero e l'Oligo-Miocene e depositi vulcanici oligo-miocenici. Sono variamente diffuse le coperture quaternarie antiche e recenti, con depositi alluvionali, marini ed eolici sabbiosi in cui sono stati trovati resti di cervidi e di elefante nano.

Il basamento metamorfico dell'Iglesiente appartiene alla "zona esterna" del segmento sardo della catena varisica. La successione metamorfica paleozoica è divisa da una discordanza angolare di età ordoviciana media ("discordanza sarda") ed inizia con sedimenti prevalentemente arenacei di età cambriana inferiore (fm. di Nebida), seguiti da depositi carbonatici (fm. di Gonnese, "Metallifero" Auct.), carbonatico-terrigeni (fm. di Campo Pisano) e da depositi silico-clastici di età Cambriano medio-Ordoviciano inferiore (fm. di Cabitza) (Fig. 51).

Al di sopra della discordanza ordoviciana poggia una successione trasgressiva composta da depositi di ambiente continentale (fm. di M. Argentu, "Puddinga" Auct.), transizionale e marino di età compresa tra l'Ordoviciano medio-superiore ed il Devoniano (f.ni di M.te Orri, Portixeddu, Domusnovas, Genna Muxerru, Fluminimaggiore).

La "discordanza sarda", ben descritta in letteratura, è conosciuta da tempo (Teichmüller, 1931) ed attribuita alla "fase sarda" (Stille, 1939) e si correla con la "discordanza sarrabese" della Sardegna sud-orientale (Calvino, 1959a). Nell'Iglesiente questo contatto discordante affiora in modo spettacolare e mostra angoli di discordanza fino a 90° (Nebida, Masua, Domusnovas).

Nonostante la tettonica paleozoica dell'Iglesiente sia studiata da oltre un secolo, alcuni aspetti, tra cui l'importanza della tettonica ordoviciana, sono tuttora controversi. Un resoconto dettagliato delle varie interpretazioni della strutturazione polifasica nell'Iglesiente esula dagli obiettivi di questa escursione. Ci limitiamo a ricordare che l'interpretazione strutturale sostanzialmente condivisa dalla maggior parte degli Autori (Arthaud, 1963; 1970; Poll & Zwart, 1964; Poll, 1966; Dunnet, 1969; Barca et al., 1987; Carmignani et al., 1982b; 1986; 1992a) prevede

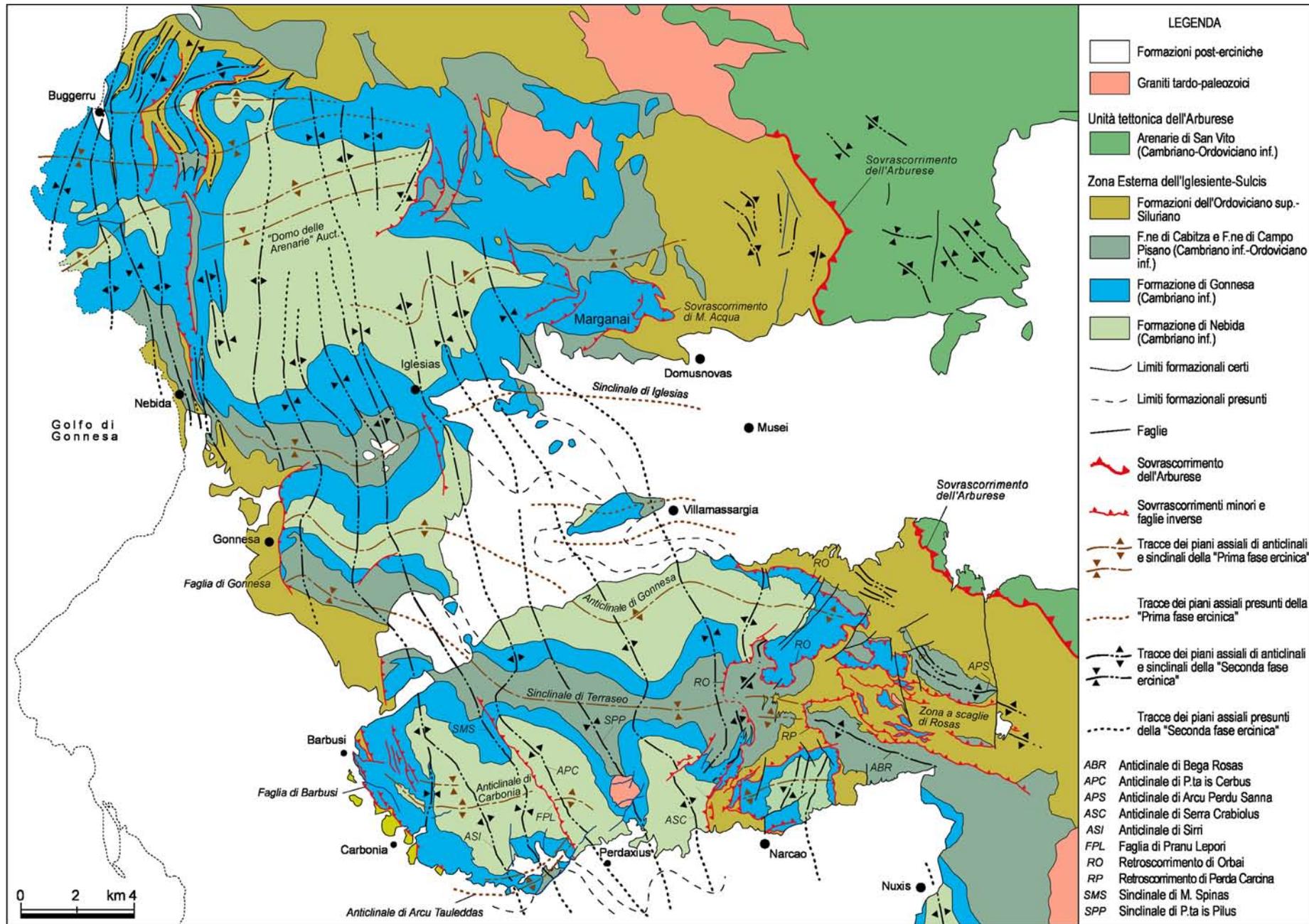


Fig. 51 - Schema geologico-strutturale del basamento varisco del Sulcis-Iglesiente (Carmignani et al., 1982a; Funedda et al., 2009).



quattro fasi deformative, la prima di età eocaledoniana ("fase sarda") e le successive di età varisica:

- "fase sarda", rappresentata da blandi piegamenti con assi circa E-W senza sviluppo di scistosità penetrativa. L'età della deformazione (Ordoviciano medio) è marcata dalla discordanza angolare tra la successione cambro-ordoviciano inferiore ed i conglomerati dell'Ordoviciano medio-superiore (Barca et al., 1987). Questa discordanza ha importanza regionale e si correla con la "discordanza sarrabese" a E del Campidano (Calvino, 1959a).
- "prima fase varisica", caratterizzata ancora da blande strutture plicative con assi E-W che accentuarono le precedenti, senza sviluppo di scistosità. Il parallelismo di queste strutture con le precedenti ha sempre implicato grandi incertezze nel distinguere gli elementi strutturali della "prima fase varisica" da quelli della "fase sarda".
- "seconda fase varisica", che rappresenta la deformazione principale, con strutture orientate circa N-S (pieghe, faglie inverse e sovrascorrimenti). Le pieghe hanno generalmente il piano assiale molto inclinato e sono spesso associate ad una foliazione di piano assiale ben sviluppata ed a lineazioni di estensione *down-dip*. Lo sviluppo di queste strutture è molto variabile e dipende sostanzialmente dalle diverse litologie. Faglie inverse, spesso molto inclinate, si accompagnano alle strutture plicative soprattutto nella formazione carbonatica di Gonnese. Caratteristici della fase N-S sono anche i retroscorrimenti, che tagliano le pieghe ad asse N-S e mostrano un senso di trasporto verso E, cioè opposto a quello del resto della catena varisica in Sardegna (Funedda, 2009).
- "terza fase varisica", caratterizzata da strutture minori che ripiegano le strutture precedenti con direzioni assiali ancora una volta principalmente circa E-W.

Questa successione di eventi deformativi determina interferenze tra pieghe a scala chilometrica, piano assiale sub-verticale e direzione assiale circa E-W con pieghe chilometriche a piano assiale verticale con assi circa N-S. L'interferenza (oggetto di alcuni Stop) produce strutture "a duomi e bacini", con le metarenarie della f.ne di Nebida spesso a nucleo di "duomi" e le metasiltiti della f.ne di Cabitza o le rocce carbonatiche della f.ne di Gonnese spesso a nucleo di "bacini".

Nonostante la discordanza angolare dell'Ordoviciano medio sia nota da molto tempo nell'Iglesiente (Stille, 1939), non sono state documentate fino a poco tempo fa strutture deformative sicuramente riconducibili ad una tettonica ordoviciano. La natura e l'importanza di questa tettonica sono dunque ancora oggi oggetto di dibattito (Lunenburg & Lebit, 1998).

I recenti rilevamenti CARG (Pasci et al., 2008; Funedda et al., 2009), eseguiti con nuove suddivisioni stratigrafiche soprattutto nella fm. di Nebida (Pillola, 1991), di Cabitza (Loi, 1993) e in quelle dell'Ordoviciano superiore (Leone



et al., 1991), hanno permesso di incrementare il dettaglio cartografico precedente e di identificare strutture fragili (faglie inverse e sovrascorrimenti) e duttili (pieghe di dimensioni anche chilometriche) riferibili ad una tettonica dell'Ordoviciano medio. Queste strutture sono poi state deformate da pieghe e faglie di età varisica che hanno comunque conferito l'impronta deformativa principale del basamento dell'Iglesiente. Il complesso assetto strutturale di quest'area deriva dalla sovrapposizione di più fasi deformative con direzioni differenti e dal forte contrasto di competenza soprattutto delle successioni cambro-ordoviciane che determinano una deformazione estremamente disomogenea, con meccanismi di raccorciamento differenti per le diverse formazioni geologiche. Un aspetto di questo forte contrasto di competenza è la struttura a "cuspidi e lobi", al contatto tra la potente successione carbonatica (fm. di Gonnese) e quella marnoso-siltitica (formazioni di Campo Pisano e di Cabitza), descritta da tempo nell'Iglesiente (Dunnet, 1969; Carmignani et al., 1982a): sinclinali molto strette in corrispondenza dei litotipi marnoso-siltitici "pizzicate" tra anticlinali a cerniera arrotondata delle rocce carbonatiche. Strutture di questo tipo si osservano, ad esempio, nell'area di Monteponi.

I recenti rilevamenti eseguiti durante il progetto CARG confermano sostanzialmente l'interpretazione strutturale e la cronologia delle fasi deformative indicate in precedenza e documentano, per la prima volta, strutture tettoniche riferibili alla "fase sarda" e correlabili con la "discordanza sarda".

I rilevamenti CARG eseguiti nel Sulcis e nell'Iglesiente (F. 564 "Carbonia", F. 556 "Assemini" e F. 555 "Iglesias") hanno permesso inoltre di riconoscere un'ulteriore fase deformativa correlabile con la tettonica oligocenica del resto della Sardegna (Carmignani et al., 2004). Infatti, i raccorciamenti orizzontali che determinano blande strutture plicative ad asse E-W nelle coperture eoceniche-oligoceniche (cfr. Stop n.3.1) sono coerenti con quelli misurabili nel basamento varisico (ad esempio, nei blandi piegamenti dei piani assiali delle pieghe N-S). Inoltre, i rari lembi di depositi permo-carboniferi e triassici nell'area (S. Giorgio e Campumari) sono localizzati al nucleo di blande sinclinali E-W in discordanza sulle principali sinclinali E-W di età paleozoica, ad esempio la sinclinale di Iglesias, suggerendo per quest'ultima che si tratti di una blanda accentuazione post-triassica.

Descrizione dell'itinerario

Da Senorbì si procede dapprima in direzione Cagliari lungo la S.S. 129 verso sud, quindi sulla S.S. 131 ed infine lungo la S.S. 130 in direzione Iglesias.



Stop 3.1 - Panoramica del bacino terziario del Cixerri

La S.S. 130, lungo il tratto tra Siliqua ed Iglesias (tra il km 25 ed il km 45), corre parallelamente allo sviluppo di una depressione (Valle del Cixerri) dove affiorano principalmente sedimenti continentali di età eocenico-oligocenica (fm. del Cixerri) e depositi quaternari. La depressione è limitata lateralmente da rilievi di rocce metamorfiche paleozoiche e da subordinate vulcaniti oligo-mioceniche ed è stata recentemente interpretata come una blanda sinclinale (Fig. 52) di età terziaria (Carmignani et al., 2004). Questa depressione, come altre analoghe (ad esempio il Bacino di Narcao), è considerata da altri Autori come una fossa tettonica delimitata da faglie dirette (Cherchi et al., 1982; Cherchi & Montadert, 1982; Cocozza et al., 1974).

La nuova interpretazione strutturale si basa su recenti rilevamenti di dettaglio eseguiti durante il progetto CARG (Funedda et al., 2009). Infatti, il contatto dei depositi paleogenici lungo i bordi delle depressioni sul basamento paleozoico è una discordanza basale (*non-conformity*) e non una faglia, come verificato in molte località. Inoltre le rocce sedimentarie eocenico-oligoceniche che affiorano con buona continuità lungo i bordi delle depressioni, immergono costantemente verso l'asse dei bacini con giaciture solitamente attorno ai 20-

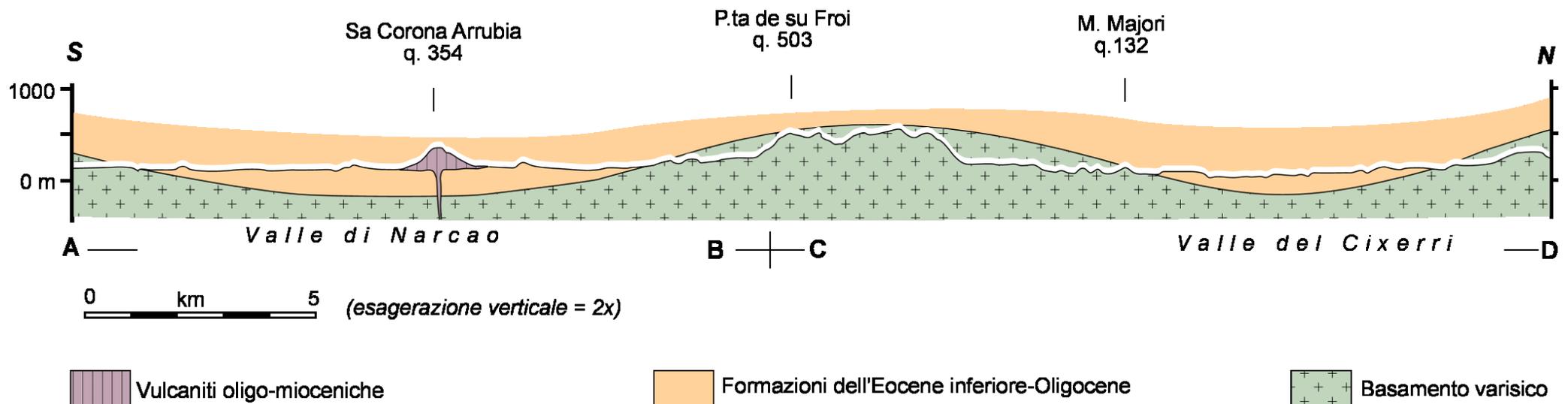


Fig. 52 - Sezione geologica attraverso le valli del Cixerri e di Narcao che evidenziano i blandi piegamenti delle formazioni eocenico-oligoceniche (scala delle altezze esasperata 2x). Da Carmignani et alii (2004).



25°; l'inclinazione localmente può aumentare fino a 40° in prossimità dei margini delle depressioni. Oltre a ciò, al contatto con gli alti strutturali del basamento paleozoico la f.ne del Cixerri è spesso caratterizzata da facies argilloso-arenacee tipiche di ambienti alluvionali a meandri con bassa energia di rilievo e mancano le facies tipiche delle scarpate di faglia attiva come ci si aspetterebbe di trovare ai bordi di una fossa tettonica dove la sedimentazione è controllata da una tettonica sinsedimentaria. Infine, la f.ne del Cixerri è deformata secondo strutture tettoniche di vario tipo, coerenti con raccorciamenti sub-orizzontali. Non sono presenti faglie dirette sin-sedimentarie; al contrario sono frequenti faglie inverse con rigetti metrici e decametrici e pieghe. Queste deformazioni compressive sono ben evidenziate anche nei piani di coltivazione mineraria del carbone (Fadda et al., 1994; Taricco, 1924) e nei sondaggi (Pasci et al., *in stampa*), accompagnate da pieghe ad assi sub-orizzontali orientati circa E-W che talvolta sviluppano fianchi rovesci e hanno lunghezze d'onda ettometriche.

L'anticlinale che separa le due sinclinali di Narcao e del Cixerri affiora in corrispondenza dei rilievi compresi tra le due valli costituiti da rocce del basamento paleozoico (Fig. 52). L'involuppo delle quote più elevate di questi rilievi descrive una paleosuperficie di erosione blandamente piegata al di sopra della quale poggiava la successione eocenica, ora quasi completamente smantellata. Isolati e piccoli affioramenti di conglomerati basali paleogenici sono però ancora localmente conservati sulla sommità di questi rilievi.

Queste strutture compressive interessano i sedimenti eocenici ("Miliolitico" Auct. e "Lignitifero" Auct.) e la f.ne del Cixerri (di età eocenico-oligocenica), ma non interessano i prodotti vulcanici del Burdigaliano superiore. Attraversata la galleria lungo la circonvallazione di Iglesias, si giunge nella località di Campo Pisano, presso l'omonima miniera, a qualche centinaio di metri dalla stazione ferroviaria di Cabitza ora in disuso.

Stop 3.2 - Contatto stratigrafico tra la fm. di Gonnese e quella di Campo Pisano lungo la sinclinale E-W di Iglesias

In questo Stop si può osservare la parte alta della fm. di Gonnese ("Metallifero" Auct. p.p.) al passaggio con quella di Campo Pisano.

La fine della deposizione silicoclastica e l'inizio di quella prevalentemente carbonatica marca il passaggio dalla fm. di Nebida alla fm. di Gonnese. La successione carbonatica è suddivisa in una parte inferiore costituita da dolomie primarie ben stratificate e laminate ("Dolomie Rigate"). La parte alta della formazione ("Calcari Ceroidi") è costituita da calcari massivi di colore grigio, quasi puri, generalmente mal stratificati, spesso



intensamente dolomitizzati ("Dolomia grigia" Auct. e "Dolomia gialla" Auct.). In questo Stop i calcari sono completamente dolomitizzati ("Dolomia gialla") e localmente silicizzati. Il contatto tra le dolomie gialle ed i calcari nodulari della fm. di Campo Pisano ("Calcescisti" Auct.) è molto netto ed interessato da pieghe con assi sub-verticali e piano assiale circa N-S. Il passaggio tra queste formazioni marca, dopo un breve periodo di locale emersione, l'annegamento della piattaforma carbonatica cambriana con ambienti neritici, corrispondenti ad un mare epicontinentale subsidente poco profondo e poco ossigenato, con apporti ritmici di materiale terrigeno fine (Gandin & Pillola, 1985; Gandin et al., 1987). Guardando verso W si può osservare lo sviluppo della sinclinale di Iglesias, una struttura chilometrica ad andamento circa E-W di età ordoviciana media ("fase sarda"), deformata da strutture con direzione N-S. Nel nucleo della sinclinale affiora la fm. di Cabitza che occupa il fondo della ampia valle, limitata a N ed a S dai rilievi di rocce biancastre della fm. di Gonnese che costituiscono i fianchi della sinclinale.

Si prosegue per poche centinaia di metri lungo la strada statale fino allo Stop successivo.

Stop 3.3 - Discordanza basale tra i sedimenti carboniferi (fm. di Rio S. Giorgio) e le metasiltiti cambro-ordoviciane (fm. di Cabitza)

A poche centinaia di metri dallo Stop precedente, sempre lungo la circonvallazione di Iglesias, si giunge nella località di S. Giorgio dove si può osservare la discordanza basale tra le metasiltiti della fm. di Cabitza (Cambriano medio - Ordoviciano inferiore) ed i sedimenti clastici della fm. di Rio S. Giorgio del Carbonifero superiore (Westfaliano D-Stefaniano) (Fig. 53a).

La successione carbonifera discordante è ben studiata da molto tempo (Novarese, 1914; Novarese & Taricco, 1923) anche se la prima dettagliata descrizione stratigrafica e paleontologica è quella di Cocozza (1967) (Fig. 53b). Altri lavori hanno poi precisato molte caratteristiche paleontologiche e sedimentologiche di questa formazione. Questa successione permette di definire su basi stratigrafiche l'età della tettonica varisica in Sardegna. Infatti, i depositi del Carbonifero superiore di S. Giorgio non sono deformati e non sono interessati da metamorfismo e poggiano in discordanza su rocce metamorfiche intensamente deformate durante l'orogenesi varisica riferibile al Carbonifero inferiore.

Il contatto discordante è netto ed irregolare e mostra superfici di erosione con sviluppo di canalizzazioni. La successione è riferibile ad ambienti fluvio-lacustri con abbondanti resti di piante e con varie strutture

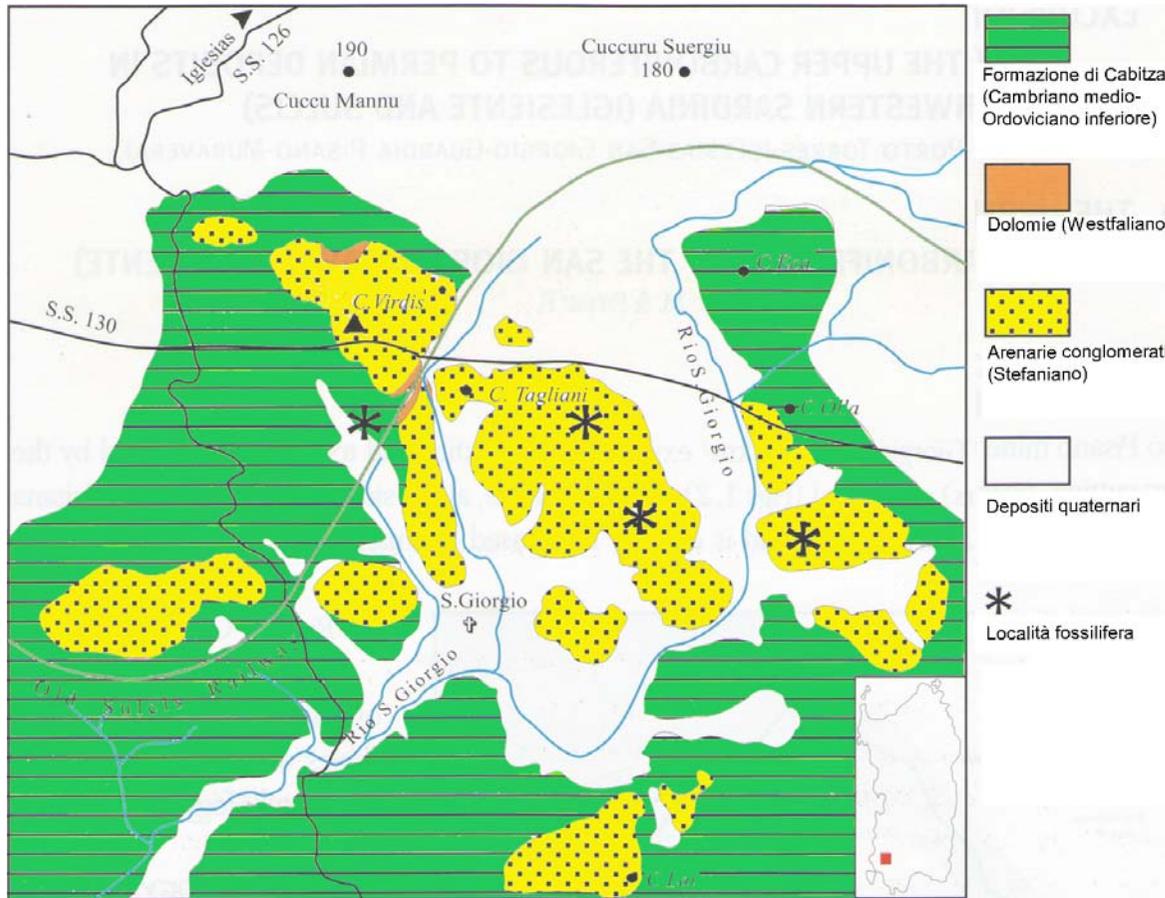
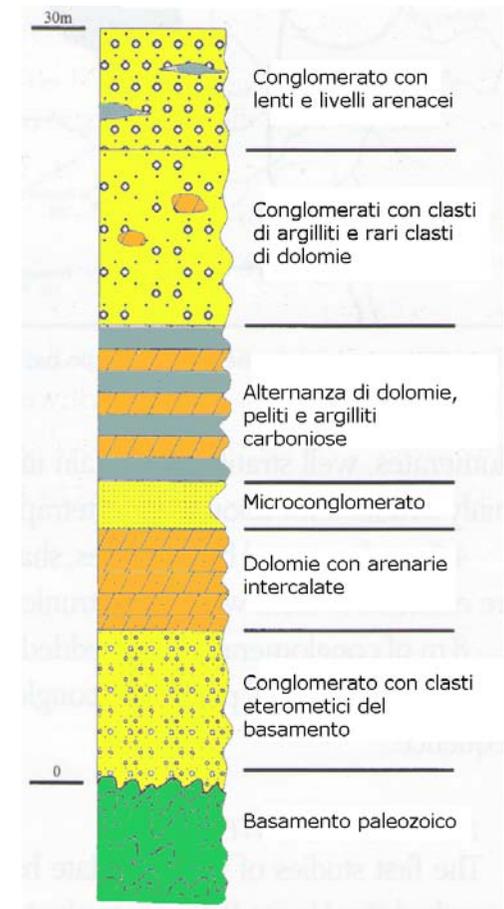


Fig. 53 - a) Schema geologico del bacino carbonifero di San Giorgio (Stop. 3.3), modificato da Fondi (1979), Del Rio & Pittau (1999); b) colonna stratigrafica della successione, modificato da Coccozza (1967), Del Rio & Pittau (1999).



sedimentarie ed è costituita da strati di breccie e conglomerati poligenici caotici con elementi clastici angolosi riferibili soprattutto alla sottostante f.ne di Cabitza e subordinatamente a graniti ed a dolomie e calcari cambriani. Superiormente la sequenza continua con livelli di arenarie, marne e siltiti dolomitiche fittamente laminate e livelli di microconglomerati.

I resti fossili vegetali della formazione sono molto frequenti e riferibili ad un'età stefaniana sulla base di abbondanti specie di piante e sporomorfi (Pittau et al., 2008). I resti animali sono molto più rari e riferibili ad artropodi (Selden & Pillola, 2009) ed impronte di tetrapodi, riconducibili a *Salichnium (Saurichnites) heringi* di età Westfalio (D) (Fondi, 1979).

Si prosegue fino ad arrivare a ridosso delle discariche minerarie della miniera di Monteponi, dove il vecchio tracciato stradale compiva un'ampia curva ora rettificata.



Stop 3.4 - Caratteri strutturali al contatto tra la fm. di Gonnese e la fm. di Cabitza presso Monteponi

In questo Stop, ubicato lungo il fianco settentrionale sub-verticale della sinclinale E-W di Iglesias, si possono osservare alcuni caratteri strutturali tipici del contatto tra la fm. di Gonnese ("Metallifero" Auct.) e la successione carbonatico-terrigena sovrastante (fm. di Campo Pisano e fm. di Cabitza).

Nonostante l'involuppo del contatto abbia direzione E-W (sinclinale di Iglesias), nel dettaglio questo è caratterizzato da pieghe a diversa scala con scistosità di piano assiale pervasiva, diretta circa N-S ed assi sub-verticali.

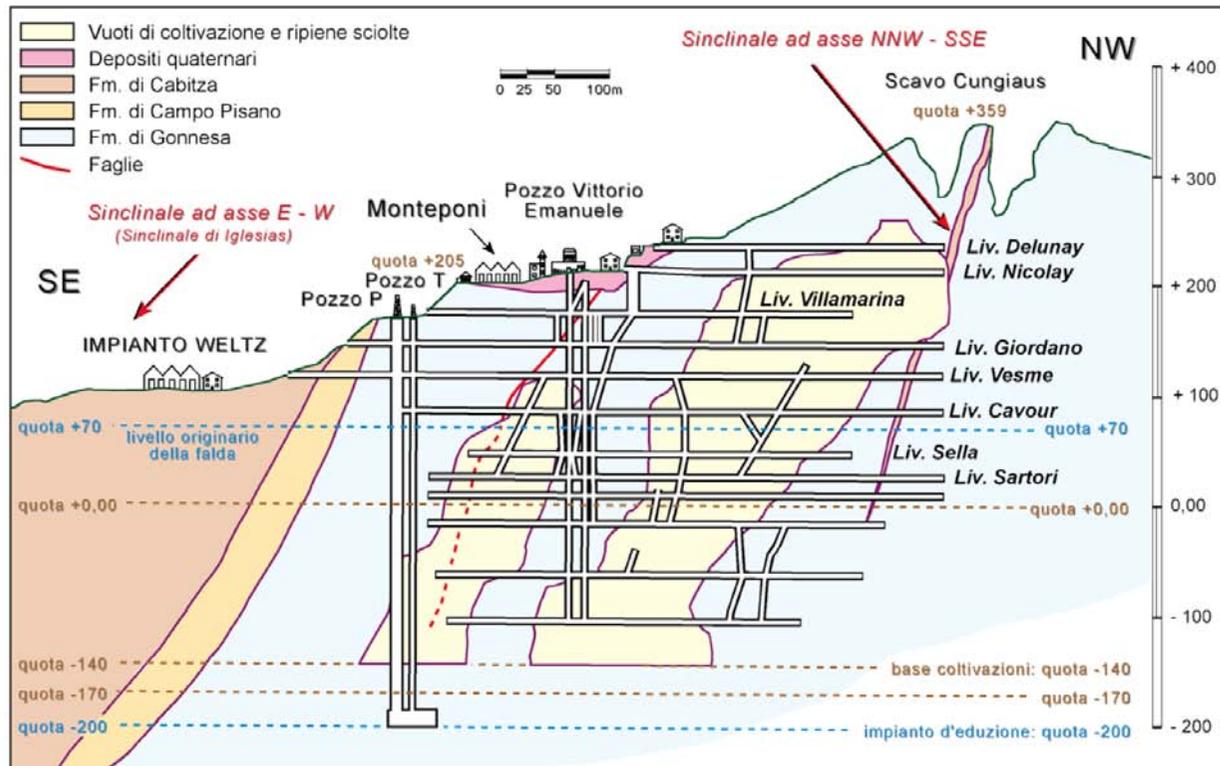
Il forte contrasto di competenza nella successione cambro-ordoviciano e la strutturazione della "fase sarda" hanno favorito l'attivazione di meccanismi di raccorciamento molto diversi durante il raccorciamento varisco della fase ad assi N-S, con sviluppo di una deformazione complessivamente molto disomogenea. Nella spessa e massiva formazione carbonatica (fm. di Gonnese) si sviluppano strutture plicative a scala chilometrica e deformazioni fragili spesso pervasive; nei litotipi pelitici invece (formazioni Campo Pisano, Cabitza e M. Argentu) la lunghezza d'onda delle pieghe è molto minore (solitamente da centimetrica a ettometrica), con formazione di pieghe parassite disarmoniche, talora con cerniera ispessita che si adattano alla geometria delle pieghe maggiori delle rocce carbonatiche.

La caratteristica tipica al passaggio tra la successione carbonatica e quella terrigena è il frequente sviluppo di strutture N-S a "cuspidi e lobi" (Carmignani et al., 1982a; Dunnet, 1969) che derivano dalla diversa competenza della spessa successione carbonatica e delle litologie pelitico-arenacee sovrastanti ben stratificate. Le strutture a "cuspidi e lobi" sviluppano sinclinali molto strette in corrispondenza dei litotipi pelitici adattati alla deformazione delle formazioni più competenti e "pizzicate" tra le ampie anticlinali a cerniera arrotondata delle rocce carbonatiche. Una recente ricostruzione tridimensionale ha permesso di evidenziare una strutturazione ancora più complessa che ha messo in evidenza anche un ulteriore blando piegamento con piano assiale orizzontale, probabilmente legato a fasi di esumazione della catena (Buttau et al., 2012)

Lungo i contatti di queste strette sinclinali si concentrano molto spesso le importanti mineralizzazioni a solfuri dell'Iglesiente che sono state coltivate nel corso dei secoli passati e che ora hanno lasciato vuoti di coltivazione di enormi dimensioni. Nell'area di Monteponi, ad esempio, i lavori minerari hanno prodotto grandi vuoti di coltivazione (Fig. 54), sviluppati tra le quote +270 e -140 m s.l.m., in corrispondenza dei calcari e delle dolomie cambriane ("Metallifero", Auct.). Per consentire lo sfruttamento dei livelli inferiori, il livello della falda,



Fig. 54 - Sezione geologica NNW-SSE attraverso i vuoti di coltivazione dell'area di Monteponi. Ridisegnato da dati dell'IGEA s.p.a.. Si noti la forma a cuspidata della stretta sinclinale ad asse NNW-SSE (fase varisca) estremamente "strizzata" (a destra) che contrasta con la geometria aperta della sinclinale di Iglesias ad asse E-W (fase sarda).



originariamente (nel 1867) a quota +70 è stato depresso prima fino a quota -160 e poi, durante gli ultimi anni di attività, fino a quota -200. Questi enormi vuoti sono sostenuti da roccia in posto con funzioni statiche (solette e pilastri) ed in certi casi (soprattutto nei livelli più bassi), si è provveduto al riempimento dei vuoti utilizzando materiale con caratteristiche di ghiaia incoerente.

Nonostante ciò, fenomeni di subsidenza di preoccupante rilevanza si sono verificati sia durante che dopo i lavori di coltivazione mineraria in sottosuolo. Alcuni eventi di collasso hanno interessato zone circoscritte, mentre altri si sono diffusi su vaste zone. Tra i diversi eventi di collasso e subsidenza rilevati in superficie, quello del 1960 è senza dubbio il più importante. In quella circostanza, un grande cratere si formò nel piazzale "Villamarina" del villaggio minerario di

Monteponi, coinvolgendo una parte di un edificio adibito ad ospedale. Fenomeni di subsidenza e di crollo anche più gravi sono avvenuti pure nella vicina miniera di Acquaresi (tra Iglesias e Buggerru).

In questo Stop è anche possibile osservare alcuni esempi di archeologia industriale che offre l'area di Iglesias: le strutture minerarie di S. Giovanni e di Monteponi con i loro edifici e le grandi discariche.

Dopo aver superato l'abitato di Bindua e la casa cantoniera del km 33 della S.S. 126, preso il bivio a destra che porta verso la miniera di M. Agruxiau e, superato il ponte della vecchia ferrovia, si arriva allo Stop successivo.



Stop 3.5 - Interferenza tra strutture E-W e N-S nella fm. di Cabitza presso Bindua

Qui è possibile osservare i rapporti di interferenza tra le pieghe ad asse circa E-W e quelle ad asse circa N-S nella parte intermedia della fm. di Cabitza. Questa parte della formazione (Fig. 55) è contraddistinta da monotone alternanze di laminiti siltitiche dal tipico colore rosso e subordinatamente verde e da sottili livelli arenacei biancastri ed è caratterizzata da un'evidente superficie di stratificazione e da altre strutture sedimentarie riferibili ad un ambiente di delta interessato dalla dinamica delle maree (Loi et al., 1995).

L'interferenza tra le strutture plicative è visibile a scala dell'affioramento dove è osservabile un sistema di pieghe ad asse circa N110E, senza sviluppo di scistosità di piano assiale, deformato da un sistema di pieghe ad asse circa N030-050E accompagnato da una scistosità sempre ben sviluppata. Gli affioramenti di questo Stop sono ubicati lungo la zona di cerniera della sinclinale di Iglesias, una struttura a scala chilometrica con piano assiale quasi sempre molto inclinato, diretto circa E-W e di età ordoviciana media ("fase sarda"). Il sistema di pieghe ad asse circa N030-040E che deforma quello circa E-W è legato allo sviluppo della tettonica varisica che rappresenta la deformazione principale di questo basamento, deformato a sua volta da una fase di raccorciamento successiva. Si riprende la strada principale verso Gonnese e quindi si svolta per Funtanamare e Nebida. Prima che la strada costeggi la falesia è possibile osservare la parte terminale della galleria Umberto I, un altro dei numerosi esempi di archeologia industriale di quest'area.



Fig. 55 - Pieghe decimetriche nella parte intermedia della fm. di Cabitza (zona di cerniera della sinclinale E-W di Iglesias presso Bindua).



Scavata da Monteponi a Funtana a Mare, entrò in funzione nel 1908 per abbassare il livello idrodinamico dell'acqua sotterranea al livello +15m s.l.m. La galleria, che era percorribile in barca fino allo sbocco, fu poi utilizzata per allontanare le acque sollevate per pompaggio dai livelli -50, - 100 e -200 e infine murata alla chiusura dei lavori minerari.

Stop 3.6 - "Discordanza sarda" di età ordoviciana media tra la fm. di Cabitza e la fm. di M. Argentu lungo la strada per Nebida

Lungo il tragitto che da Funtanamare conduce verso Nebida si può osservare un taglio stradale dove è ben esposta la netta discordanza angolare ("discordanza sarda") tra i depositi siltitici della parte superiore della fm. di Cabitza (Cambriano medio - Ordoviciano inferiore) e quelli conglomeratici della fm. di M.te Argentu ("Puddinga" Auct., dell'Ordoviciano medio-superiore) (Fig. 56). I clasti di quest'ultima formazione sono eterometrici (di dimensioni da centimetriche a decimetriche), sia spigolosi che subarrotondati e poligenici ed appartengono a tutte le formazioni sottostanti (soprattutto quelle di Gonnese e di Cabitza). Questi elementi clastici sono fortemente appiattiti lungo la scistosità (orientata circa N-S) della principale fase varisica che deforma anche la superficie di discordanza secondo pieghe ad assi sub-verticali.

In questo Stop la discordanza ordoviciana può essere osservata anche in panorama, proseguendo di qualche centinaio di metri lungo



Fig. 56 - Discordanza angolare ("discordanza sarda") lungo la strada costiera presso Nebida tra le metargilliti della f.ne di Cabitza (a sinistra) ed i metaconglomerati della f.ne di M.te Argentu ("Puddinga" Auct.) in giacitura sub-verticale.



la strada verso Nebida. Da questo punto si può vedere anche la discordanza tra i sedimenti triassici di Campumari (dislocati da una faglia diretta) e le formazioni cambro-ordoviciane suddette (Fig. 57).

Fig. 57 - Panoramica della "discordanza sarda" e di quella triassica poco a sud di Nebida.

In quest'ultima località possono essere esaminati nel dettaglio i metasedimenti della fm. di Cabitza, interessati da un tipico *pencil cleavage* (Fig. 58) per intersezione della stratificazione con il clivaggio varisico.



Dallo Stop precedente (3.5) si può imboccare la "strada camionabile" che collega Nebida ad Iglesias e dopo circa 1 km è possibile fermarsi in corrispondenza di una piccola sella. Proseguendo a piedi per un centinaio di metri verso il pianoro di Campumari si può osservare la base della successione triassica e successivamente, guardando verso N, il panorama di M. San Giuseppe.

Fig. 58 - Aspetto della fm. di Cabitza con il tipico *pencil cleavage* originato dall'intersezione tra la superficie di scistosità N-S e la stratificazione, affioramento all'incrocio tra la strada camionabile e la strada costiera in prossimità di Nebida.



Stop 3.7 - Base della successione triassica e caratteri strutturali dell'area di M. San Giuseppe: anticlinali-siniformi e sinclinali-antiformi

La base della successione triassica (Fig. 59) è costituita da alternanze irregolari di depositi silico-clastici (conglomerati, subordinate arenarie grossolane e paleosuoli argillosi rossastri) e carbonatici (calcrete dolomitizzate, calcari dolomitici). I conglomerati, caratterizzati da banchi metrici, sono comunemente clasto-



Fig. 59 - Base della successione triassica di Campumari: conglomerati clasto-sostenuti a prevalenti elementi di rocce carbonatiche cambriane.

sostenuti e la matrice può essere arenacea o talvolta dolomitica. I clasti sono da centimetrici a decimetrici, da subangolosi a subarrotondati e rimangono le formazioni paleozoiche circostanti (dolomie cambriane, metapeliti ordoviciane, calcari siluriani, ecc.). Le litologie carbonatiche sono rappresentate da dolomie e subordinati calcari dolomitici, in genere massivi o mal stratificati, raramente con deboli laminazioni e più o meno calcicizzati. Localmente, questi litotipi si presentano brecciati e cariati (cavità da dissoluzione evaporitica). L'ambiente di deposizione è riconducibile a condizioni variabili di delta-conoide alluvionale e di deposizione carbonatica sub-acquea, soggetta a periodiche emersioni e conseguenti alterazioni (calicizzazioni) in un clima tendenzialmente caldo-arido.

Il panorama di M. San Giuseppe permette di osservare alcune caratteristiche delle strutture plicative della principale fase varisica ad asse N-S e la loro interferenza con il fianco rovescio settentrionale della Sinclinale di Iglesias ad asse E-W (Fig. 60). La presenza di questo fianco rovescio durante il piegamento ad assi N-S della principale fase varisica ha prodotto antiformi e siniformi costituite da successioni rovesciate che sono rispettivamente sinclinali ed anticlinali. In quest'area le pieghe della fase N-S hanno piani assiali molto inclinati generalmente immergenti verso E ed assi diretti circa N-S con inclinazioni elevate, da 65° a 90° verso N. La frequente presenza di successioni rovesciate nell'Iglesiente ha acceso un lungo dibattito sulla successione dell'Iglesiente-Sulcis, durato oltre mezzo secolo dalla fine del '800 alla prima metà del '900. Il dibattito verteva



Fig. 60 - Panoramica dell'anticlinale sinforme a nucleo della fm. di Gonnese (in celeste) e della sinclinale antiforme a nucleo della fm. di Cabitza (in verde) lungo il fianco rovescio della Sinclinale di Iglesias ad involuppo E-W nell'area di M. San Giuseppe. Il tratteggio giallo indica la fm. di Campo Pisano; in viola è rappresentata la "discordanza sarda" ed in rosso una faglia inversa tra la fm. di Gonnese e quella di M. Argentu.

sostanzialmente sull'ordine stratigrafico dei tre termini della successione cambro-ordoviciano: le "Arenarie" (fm. di Nebida), il "Metallifero" (fm. di Gonnese) e gli "Argilloscisti" (fm. di Campo Pisano e di Cabitza). Questo dibattito si concluse negli anni '30 quando Havre (1932), sulla base di analogie con la successione della Montagna Nera e l'Aragona, propose di rovesciare la successione di Novarese (1914) che fu adottata nella Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000 foglio "Iglesias". Poco più tardi Schwarzbach (1939), basandosi sulla polarità della stratificazione nelle "arenarie" cambriane e sui rapporti tra stratificazione e scistosità, confermò definitivamente l'ordine della successione cambro-ordoviciano con le "Arenarie" alla base e gli "Argilloscisti" a tetto.

Si raggiunge l'abitato di Nebida e all'ingresso si percorre a piedi la passeggiata sul mare.



Stop 3.8 - "Discordanza sarda" di età ordoviciana media tra la fm. di Cabitza e la fm. di M. Argentu lungo la passeggiata di Nebida

Anche in questo Stop (nei pressi dello Stop 3.6) il tema principale è quello della "discordanza sarda". Dal piazzale della passeggiata di Nebida, si può osservare il tipico aspetto del secondo membro della fm. di Cabitza, costituita da monotone alternanze di laminati dal tipico colore rosso e subordinatamente verde con strutture sedimentarie riferibili ad un ambiente di delta interessato dal moto delle maree. Lungo la passeggiata è poi possibile osservare il contatto "tettonizzato" tra questa formazione e la "Puddinga". Proseguendo lungo il tratto costiero si possono esaminare nel dettaglio i caratteri sedimentologici e strutturali della "Puddinga". Alla base di questa formazione sono presenti alternanze di metaconglomerati e metabrecce con subordinati

alternanze di metarenarie ed olistoliti di grandi dimensioni, costituiti soprattutto da "Dolomie gialle" e "Calcarei ceroidi" (fm. di Gonnese) (Fig. 61). La grande abbondanza e le dimensioni considerevoli degli olistoliti (fino a migliaia di metri cubi), oltrechè la loro presenza localizzata solo in determinati settori, indicano una genesi da fenomeni di crollo lungo scarpate di faglia sin-sedimentarie. Questi blocchi di grandi dimensioni sono talvolta mineralizzati a barite.



Fig. 61 - Contatto stratigrafico sub-verticale e silicizzato tra la fm. di Cabitza (a destra) e quella di M.te Argentu (a sinistra) ("Puddinga" Auct.); sono ben visibili gli olistoliti alla base della formazione discordante.



Lungo il tratto litoraneo della passeggiata è possibile apprezzare i ruderi di vecchie strutture minerarie come quella di Sorrebasciu (Fig. 62) ed il panorama costiero con vari isolotti (olistoliti) e con l'Isola di Pan di Zucchero.



Fig. 62 - Panoramica aerea dei ruderi della struttura mineraria di Sorrebasciu al di sotto della passeggiata di Nebida (visibile in alto a sinistra).

Dall'abitato di Nebida si prosegue verso N e, dopo circa 2 km, si arriva Masua. Da questa frazione si continua verso il mare attraversando il villaggio minerario con le imponenti strutture e gli estesi bacini di accumulo dei fanghi di laveria. Proseguendo su una strada a fondo naturale, si giunge alla spiaggia di Masua.

Stop 3.9 - Interferenza tra pieghe E-W e pieghe N-S presso Masua

In questa località è possibile osservare nel dettaglio le interferenze dei sistemi plicativi nella parte alta della fm. di Cabitza, grazie all'eccellente esposizione di queste rocce dovuta ai fenomeni di abrasione marina. Pieghe ad asse circa E-W e piano assiale sub-verticale sono ripiegate da pieghe con piano assiale diretto circa N-S ed assi molto inclinati che deformano il piano assiale delle pieghe E-W (Fig. 63).



Fig. 63 - Piegia ad asse E-W ripiegata da pieghe ad assi N-S con associata scistosità di piano assiale nelle metasiltiti cambro-ordoviciane (fm. di Cabitza) presso Masua. Si noti verso destra la terminazione periclinale dell'antiforme ad asse E-W e la quasi ortogonalità dei piani assiali delle pieghe N-S.

Inoltre, al sistema di pieghe N-S è associata una scistosità di piano assiale penetrativa. Questo sistema di interferenza

di pieghe è poi ulteriormente ripiegato da blande pieghe a piano assiale circa E-W, visibili dal terrazzo morfologico sovrastante la piattaforma di abrasione.

Il sistema di pieghe ad assi E-W è correlabile con la tettonica plicativa della "fase sarda" di età ordoviciane e quello a piani assiali N-S alla principale fase varisica.

Al di sopra della piattaforma sono conservati residui di depositi conglomeratici litorali del Tirreniano sormontati da depositi di versante e sedimenti eolici del Pleistocene superiore.

Proseguendo si può visitare il sito minerario di Porto Flavia.



Stop 3.10 - La struttura mineraria di Porto Flavia

In questo Stop è possibile osservare uno dei siti minerari più caratteristici dell'Iglesiente. Nel 1922 venne realizzato un brillante progetto ideato dall'Ing. Vecelli: quello di Porto Flavia (Fig. 64). L'idea innovativa di questo progetto consentiva l'imbarco del minerale della miniera di Masua direttamente sulle navi mercantili, evitando così le numerose e costose operazioni di carico e scarico operate dalle piccole imbarcazioni (bilancelle carlofortine) dal vicino porto di Masua. Un sistema di silos d'immagazzinamento sotterraneo all'interno della montagna di fronte all'isola di Pan di Zucchero era collegato ad una galleria con uno sbocco nella parete rocciosa a picco sul mare; un nastro trasportatore caricava poi il minerale direttamente sulla stiva delle navi ormeggiate al di sotto.



Fig. 64 - Porto Flavia, lungo la costa di Masua, che consentiva l'imbarco del minerale della miniera direttamente sulle sottostanti navi mercantili.

Questo sito è inserito all'interno del "Parco Geominerario, Storico Ambientale della Sardegna" che il 30 luglio 1998 è stato ufficialmente dichiarato dall'UNESCO "Patrimonio dell'Umanità". Questa dichiarazione è stata successivamente formalizzata a Cagliari il 30 settembre 1998. Con questo atto ufficiale (denominato "Carta di Cagliari") si è costituito il primo parco geominerario storico ed ambientale del mondo. L'importanza culturale dell'area è testimoniata dalla prolungata attività estrattiva che si è articolata nel corso dei periodi storici passati e che ha avuto un ruolo economico e sociale fondamentale nella storia della Sardegna.

Bibliografia

- Alvarez W. (1972) - Rotation of the Corsica-Sardinia microplate. *Nature Physics Science*, 235, 103-105, New York.
- Alvarez W. & Cocozza T. (1974) - The tectonics of central eastern Sardinia and the possible continuation of the Alpine Chain to the south of Corsica. In: (Eds) Maxia C. & Pomesano A.: «Paleogeografia del Terziario sardo nell'ambito del Mediterraneo occidentale»; Università Cagliari, 5-34, Cagliari, Italy.
- Arthaud F. (1963) - Un exemple de tectoniques superposées dans le Paleozoique de l'Iglesiente (Sardaigne). *C. R. Soc. géol. France* 9, 303-304, Paris.
- Arthaud F. & Matte P. (1966) - Contribution à l'étude de tectoniques superposées dans la chaîne hercynienne: étude microtectonique des séries métamorphiques du Massif des Maures (Var.). *C. R. Acad. Sci. (Paris)*, 262, 436-439, Paris.
- Arthaud F. (1970) - Etude tectonique et microtectonique comparée de deux domaines Hercyniens: Les nappes de la Montagne Noire (France) et l'anticlinorium de l'Iglesiente (Sardaigne). *Publications de l'Université des Sciences et Techniques du Languedoc - Série Géologie Structurale*, 1, 1-175.
- Arthaud F. & Matte P. (1977) - Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa: Result of a right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. *Bull. geol. Soc. Amer.*, 88, 1305-1320, Boulder.
- Arthaud F. & Sauniac S. (1981) - Une coupe synthétique à travers la chaîne varisque de Sardaigne. *Commentaires sur l'évolution tectono-métamorphique. Bull. Soc. géol. France*, 23, 535-539, Paris.
- Badham J. P. N. (1982) - Strike-slip orogens - an explanation for the Hercynides. *J. geol. Soc.*, 139, 493-504, London.
- Barca S., Cocozza T., Del Rio M., Pillola G. L. & Pittau Demelia P. (1987) - Datation de l'Ordovicien inférieur par *Dictyonema flabelliforme* et *Acritarches* dans la partie supérieure de la formation "Cambrienne" de Cabitza (SW de la Sardaigne, Italie): Conséquences géodinamiques. *C. R. Acad. Sci. (Paris)*, 305 (serie II), 1109-1113, Paris.
- Barca S. (1991) - Phénomènes de resédimentation et flysch hercynien à faciès Culm dans le "synclinal du Sarabus" (SE de la Sardaigne, Italie). *C. R. Acad. Sci. (Paris)*, 313 (2), 1051-1057, Paris.
- Barca S. & Olivieri R. (1991) - Age and source of calcareous blocks resedimented into Hercynian flysch type sediments of Sarabus (southeastern Sardinia). in: (Eds) *Geologia del Basamento Italiano*. Siena, 21-22 Marzo 1991.
- Barca S., Carmignani L., Eltrudis A., Gattiglio M. & Pala L. (1992) - Relationship between foredeep deposits and Hercynian nappe building in southeastern Sardinia (Italy). In: (Eds) Carmignani L. & Sassi F. P.: «Contributions to the Geology of Italy with Special Regard to the Paleozoic Basements»; IGCP No. 276, NEWSLETTER: 5, 33-44, Siena.
- Beccaluva L., Macciotta G. & Venturelli G. (1976) - Le vulcaniti plio-quadernarie del Logudoro (Sardegna nord-occidentale). *Boll. Soc. Geol. It.*, 95 (1-2), 339-350, Roma.
- Beccaluva L., Deriu M., Savelli C. & Venturelli G. (1977) - Geochronology and magmatic character of the Pliocene-Pleistocene volcanism in Sardinia. *Bull. Volc.* 40 (3), 1-16.
- Beccaluva L., Civetta L., Macciotta G.P. & Ricci C. A. (1985) - Geochronology in Sardinia: results and problems. *Rend. Soc. ital. Mineral. Petrol.*, 40, 57-72, Milano.

- Beccaluva L., Coltorti M., Galassi B., Macciotta G. & Siena F. (1994) - The Cainozoic calcalkaline magmatism of the western Mediterranean and its geodynamic significance. *Boll. Geof. Teor. Appl.*, 36, 293-308, Trieste.
- Bernard-Griffith J. & Cornichet J. (1985) - Origin of eclogites from South Brittany (France): a Sm-Nd isotopic and REE study. *Chem. Geol.*, 52, 185-201.
- Bodinier J. L., Giraud A., Dupuy C., Leyreloup A. & Dostal J. (1986) - Caractérisation géochimique des metabasites associées à la suture hercynienne. Massif Central Française et Chamrouse (Alpes). *Bull. Soc. géol. France*, 1, 115-123, Paris.
- Burg J.P. & Matte P. (1978) - A cross section through the french Massif central and the of its variscan evolution. *Z. dtsh. geol. Ges.*, 129, 429-440, Berlin.
- Burg J.P., Delor C. P., Leyreloup A. F. & Romney F. (1989) - Inverted metamorphic zonation and Variscan thrust tectonics in the Rouergue area (Massif Central, France): P-T-t record from mineral to regional scale. In: (Eds) Daly J. S., Cliff R. A. & Yardley B.W.D.: «Evolution of Metamorphic Belts», *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 423-439, London.
- Buscail F. & Leyreloup A. F. (1999) - The collisional regional metamorphism in the Maures and Tanneron (south of France) area. A critical review. In: (Eds) EUG10 meeting. Strasbourg, France.
- Buttau C., Funedda A., Pasci S., Carmignani L., Oggiano G. & Sale V. (2008) - Deformazione polifasica della successione mesozoica e terziaria del Supramonte (Sardegna orientale). *Rend. online SGI*, 1, Note Brevi, 40-42, Roma.
- Buttau C., Funedda A. & Pasci S. (2012) - Ricostruzione tridimensionale di una zona d'interferenza complessa nell'avampese varisco della Sardegna SW (miniera di Monteponi). *Rend. online Soc. Geol. Ital.*, 22, 30-32.
- Calvino F. (1959a) - Lineamenti strutturali del Sarrabus-Gerrei (Sardegna sud-orientale). *Boll. Serv. Geol. It.*, 81 (4-5), 489-556, Roma.
- Calvino F. (1959b) - Primi risultati di uno studio stratigrafico e tettonico della Sardegna Sud-Orientale. *Atti e Mem. Acc. Patavina di Scienze Lettere Arti*, 71, 1-14, Padova.
- Cappelli B., Carmignani L., Castorina F., Di Pisa A., Oggiano G. & Petrini R. (1992) - A Hercynian suture zone in Sardinia: geological and geochemical evidence. *Geodinamica Acta*, 5 (1-2), 101-118, Paris.
- Carmignani L. & Pertusati P. C. (1977) - Analisi strutturale di un segmento della catena ercinica: il Gerrei (Sardegna sud-orientale). *Boll. Soc. Geol. It.*, 96, 339-364, Roma.
- Carmignani L., Coccozza T., Minzoni N. & Pertusati P.C. (1978) - Falde di ricoprimento erciniche nella Sardegna a Nord-Est del Campidano. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 19, 501-510, Roma.
- Carmignani L., Franceschelli M., Pertusati P. C. & Ricci C. A. (1979) - Evoluzione tettonico-metamorfica del basamento ercinico della Nurra (Sardegna NW). *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 20, 57-84, Roma.
- Carmignani L., Coccozza T., Gandin A. & Pertusati P.C. (1982a) - Lineamenti della geologia dell'Iglesiente-Sulcis. In: (Eds) Carmignani L., Coccozza T., Ghezzi C., Pertusati P.C. & Ricci C. A. «Guida alla Geologia del Paleozoico Sardo», *Soc. Geol. Ital., Guide Geologiche Regionali*, 65-77, Cagliari.
- Carmignani L., Coccozza T., Ghezzi C., Pertusati P.C. & Ricci C. A. (1982b) - Guida alla Geologia del Paleozoico Sardo. *Guide Geologiche Regionali*, 215 pp., *Soc. Geol. Ital.*, Cagliari.

- Carmignani L., Coccozza T., Ghezzi C., Pertusati P.C. & Ricci C. A. (1982c) - Lineamenti del basamento sardo. In: (Eds) Carmignani L., Coccozza T., Ghezzi C., Pertusati P.C. & Ricci C. A. «Guida alla Geologia del Paleozoico Sardo», Soc. Geol. Ital., Guide Geologiche Regionali, 11-23, Cagliari.
- Carmignani L., Coccozza T., Ghezzi C., Pertusati P.C. & Ricci C. A. (1986) - Guide-book to the Excursion on the Paleozoic Basement of Sardinia. 102 pp., IGCP Project N. 5, Newsletter, special issue, Cagliari.
- Carmignani L., Coccozza T., Ghezzi C., Pertusati P.C. & Ricci C.A. (1987) - Structural Model of the Hercynian Basement of Sardinia. Stabilimento L. Salomone, Roma.
- Carmignani L., Carosi R., Disperati L., Funedda A., Musumeci G., Pasci S. & Pertusati P.C. (1992a) - Tertiary transpressional tectonics in NE Sardinia, Italy. In: (Eds) Carmignani L. & Sassi F. P. «Contributions to the Geology of Italy with special regard to the Paleozoic Basements. A volume dedicated to Tommaso Coccozza», IGCP No. 276, NEWSLETTER, 5, 83-96, Siena.
- Carmignani L., Pertusati P.C., Barca S., Carosi R., Di Pisa A., Gattiglio M., Musumeci G. & Oggiano G. (1992b) - Struttura della Catena Ercinica in Sardegna. Guida all'Escursione. 177 pp., Gruppo Informale di Geologia Strutturale, Siena.
- Carmignani L., Barca S., Disperati L., Fantozzi P., Funedda A., Oggiano G. & Pasci S. (1994a) - Tertiary compression and extension in the Sardinian basement. Boll. Geof. Teor. Appl., 36, 45-62, Trieste.
- Carmignani L., Carosi R., Di Pisa A., Gattiglio M., Musumeci G., Oggiano G. & Pertusati P.C. (1994b) - The hercynian chain in Sardinia (Italy). Geodinamica Acta, 7, 31-47.
- Carmignani L., Decandia F. A., Fantozzi P. L., Lazzarotto A., Liotta D. & Meccheri M. (1994c) - Tertiary extensional tectonics in Tuscany (Northern Apennines, Italy). Tectonophysics, 238, 295-315, Amsterdam.
- Carmignani L., Decandia F. A., Disperati L., Fantozzi P. L., Lazzarotto A., Liotta D. & Oggiano G. (1995) - Relationship between the Tertiary structural evolution of the Sardinia-Corsica-Provençal Domain and the Northern Apennines. Terra Nova, 7 (2), 128-137.
- Carmignani L., Conti P., Barca S., Cerbai N., Eltrudis A., Funedda A., Oggiano G., Patta E. D., Ulzega A., Orrù P. & Pintus C. (2001a) - Note illustrative del Foglio 549 - Muravera della Carta geologica d'Italia alla scala 1:50.000, 140, Roma.
- Carmignani L., Oggiano G., Barca S., Conti P., Salvadori I., Eltrudis A., Funedda A. & Pasci S. (2001b) - Geologia della Sardegna. Note illustrative della Carta Geologica in scala 1:200.000. Mem. Descr. Carta Geol. It., LX, 283 p., Servizio Geologico d'Italia, Roma.
- Carmignani L., Funedda A., Oggiano G. & Pasci S. (2004) - Tectono-sedimentary evolution of southwest Sardinia in the Paleogene: Pyrenaic or Apenninic Dynamic? Geodinamica Acta, 17 (4), 275-287.
- Carmignani L., Oggiano G., Funedda A., Conti P., Pasci S. & Barca S. (2008) - Carta geologica della Sardegna. Scala 1:250.000. Litografia Artistica Cartografica, Firenze.
- Carosi R. & Oggiano G. (2002) - Transpressional deformation in northwestern Sardinia (Italy): insights on the tectonic evolution of the Variscan Belt. Comptes Rendus Geosciences, 334 (4), 287-294, Paris.
- Carosi R. & Palmeri R. (2002) - Orogen-parallel tectonic transport in the Variscan belt of northeastern Sardinia (Italy): implications for the exhumation of medium-pressure metamorphic rocks. Geol. Mag., 139 (5), 497-511.
- Casini L., Funedda A. & Oggiano G. (2010) - A balanced foreland-hinterland deformation model for the Southern Variscan belt of Sardinia, Italy. Geol. J., 45: 634-649. doi: 10.1002/gj.1208.

- Cassano E., Marcello A., Nannini R., Pretti S., Ranieri G., Salvadori R. & Salvadori I. (1979) - Rilievo aeromagnetico della Sardegna e del mare circostante. *Boll. Serv. Geol. It.*, 100, 7-30.
- Cassinis G., Cortesogno L., Gaggero L., Pittau P., Ronchi A. & Sarria E. (1999) - Late Paleozoic continental basins of Sardinia. In: (Eds) Cassinis G. «The Continental Permian of the Southern Alps and Sardinia (Italy). Regional reports and general correlations-», *Intern. Field Conf. Field-trip Guide-book*, 116, Brescia.
- Castorina F. & Petrini R. (1989) - Radiometric geochronology: some constraints to the isochron method by an iterative least-square approach. *Geochem. J.*, 23, 100-101, Nagoya.
- Cerri G. & Oggiano G. (2002) - Le epiclastiti zeolitizzate del Logudoro orientale: un livello guida all'interno della successione vulcano-sedimentaria della Sardegna centro-settentrionale. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, 121, 3-10.
- Chabrier G. (1967) - Le Synclinal Crétacé de Gorropu (Sardaigne). *C. R. Soc. géol. France*, 7, 321-322.
- Chabrier G. (1969) - Sur la stratigraphie et la tectonique des monts d'Oliena (Sardaigne). *C. R. Somm. Soc. Géol. Fr.*, 6, 218-220.
- Chabrier G. (1970) - Tectonique de socle d'âge alpin en Sardaigne centro-orientale. *C. R. Acad. Sci. (Paris)*, 271, 1252-1255.
- Chauvet A. & Seranne M. (1989) - Microtectonic evidence of Devonian extensional westward shearing in Southwest Norway. In: (Eds) Gayer R. & Towsend C. «The Caledonian and Related Geology of Scandinavia», Graham & Trotman, 245-254
- Cherchi A. & Barberi F. (1980) - Excursion sur le Mésozoïques et le tertiaire de la Sardaigne occidentale. CNR - Progetto Finalizzato Geodinamica, *Pubbl. n. 345*, 1-127.
- Cherchi A., Marcello A., Marini A., Murru M., Pretti S. & Salvadori I. (1982) - Carta geologica della Sardegna alla scala 1:250.000. S.E.L.C.A., Firenze.
- Cherchi A. & Montadert L. (1982) - Oligo-Miocene rift of Sardinia and the early history of the Western Mediterranean Basin. *Nature*, 298 (5876), 736-739, London.
- Cherchi A. & Montadert L. (1984) - Il sistema di rifting oligo-miocenico del Mediterraneo occidentale e sue conseguenze paleogeografiche sul Terziario sardo. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 24 (1982), 387-400, Roma.
- Cherchi A. & Tremolieres P. (1984) - Nouvelles données sur l'évolution structurale au Mésozoïque et au Cénozoïque de la Sardaigne et leurs implications géodynamiques dans le cadre méditerranéen. *C. R. Acad. Sci.*, 298, 889-894, Paris.
- Cocherie A. (1978) - Géochimie des terres rares dans les granodiorites. Thèse 3.me cycle. Univ. Rennes.
- Cocherie A. (1985) - Interaction manteau-croûte: son rôle dans la genèse d'associations plutoniques calcoalcalines, contraintes géochimiques (éléments en traces et isotopes du strontium et de l'oxygène). *Doc. B.R.G.M.*, 246 pp., Orleans.
- Cocozza T. (1967) - Il Permo-Carbonifero del Bacino di San Giorgio (Iglesiente, Sardegna Sud Occidentale). *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 6, 607-642, Roma.
- Cocozza T., Jacobacci A., Nardi R. & Salvadori I. (1974) - Schema stratigrafico-strutturale del Massiccio Sardo-Corso e minero-genesi della Sardegna. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 13, 85-186, Roma.
- Conti P., Funedda A. & Cerbai N. (1998) - Mylonite development in the Hercynian basement of Sardinia (Italy). *J. Struct. Geol.*, 20 (2/3), 121-133.
- Conti P. & Patta E. D. (1998) - Large scale W-directed tectonics in southeastern Sardinia. *Geodinamica Acta*, 11 (5), 217-231, Paris.

- Conti P., Carmignani L., Cerbai N., Eltrudis A., Funedda A. & Oggiano G. (1999) - From thickening to extension in the Variscan belt - kinematic evidence from Sardinia (Italy). *Terra Nova*, 11 (2/3), 93-99.
- Conti P., Carmignani L. & Funedda A. (2001) - Changing of nappe transport direction during the Variscan collisional evolution of central-southern Sardinia (Italy). *Tectonophysics*, 332 (1-2), 255-273, Amsterdam.
- Corradini C., Barca S. & Spalletta C. (2003) - Late Devonian-Early Carboniferous conodonts from the "Clymeniae Limestones" of SE Sardinia (Italy). *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, 245, 227-253.
- Cortesogno L., Cassinis G., Dallagiovanna G., Gaggero L., Oggiano G., Ronchi A., Seno S. & Vanossi M. (1998) - The Variscan post-collisional volcanism in Late Carboniferous-Permian sequences of Ligurian Alps, Southern Alps and Sardinia (Italy): a synthesis. *Lithos*, 45 (1), 305-328.
- Cortesogno L., Gaggero L., Oggiano G. & Paquette J. L. (2004) - Different tectono-thermal evolutionary paths in eclogitic rocks from the axial zone of the Variscan chain in Sardinia (Italy) compared with the Ligurian Alps. *Ofioliti*, 29, 125-144.
- Coulon C. (1977) - Le volcanisme calco-alkalin cénozoïque de la Sardaigne (Italie). *Péetrographie, géochimie et genèse des laves andésitique et des ignimbrites. Signification géodynamique. These, Univ. Marseille.*
- Del Moro A., Di Simplicio C. & Rita F. (1972) - Lineamenti geopetrologici del cristallino sardo. Età radiometrica delle plutoniti del settore Ogliastra-Gallura. *Min. et Petr. Acta*, 18, 245-254.
- Del Moro A., Di Simplicio P., Ghezzi C., Guasparri G., Rita F. & Sabatini G. (1975) - Radiometric data and intrusive sequence in the Sardinian Batholith. *N. Jb. Mineral., Abh*, 126 (1), 28-44, Stuttgart.
- Del Moro A., Di Pisa A., Oggiano G. & Villa I. M. (1991) - Isotopic ages of two contrasting tectonomorphic episodes in the Variscan chain in N Sardinia. In: (Eds) *Geologia del basamento italiano*. Siena.
- Del Rio M. (1973) - Palinologia di un livello «Permo-Carbonifero» del bacino di San Giorgio (Iglesiente, Sardegna sud-occidentale). *Boll. Soc. Geol. Ital.*, 92, 485-494, Roma.
- Del Rio M. & Pittau P. (1999) - The Upper Carboniferous of the San Giorgio Basin (Iglesiente). In: (Eds) Cassinis G., Cortesogno L., Gaggero L., Pittau P., Ronchi A. & Sarria E., «The Continental Permian of the Southern Alps and Sardinia (Italy). Regional reports and general correlations», Earth Science Department - Pavia, 37-56, Brescia.
- Di Pisa A. & Oggiano G. (1987) - Low-pressure and high temperature metamorphic rocks in Anglona region (Northern Sardinia). In: *Rend. Soc. Ital. Mineral. Petr., Special issue on "Granites and their surroundings"*, 89-90
- Di Pisa A., Gattiglio M. & Oggiano G. (1992) - Pre-Hercynian magmatic activity in the nappe zone (internal and external) of Sardinia: evidence of two within plate basaltic cycles. In: (Eds) Carmignani L. & Sassi F. P., «Contributions to the Geology of Italy with Special Regard to the Paleozoic Basements», IGCP No. 276, NEWSLETTER, 107-116, Siena.
- Di Pisa A., Oggiano G. & Talarico F. (1993) - Post collisional tectono-metamorphic evolution in the axial zone of the Hercynian Belt in Sardinia: An example from the Asinara Island. In: (Eds) *Late orogenic extension in mountain belts*. Montpellier, 216-217.
- Di Simplicio P., Ferrara G., Ghezzi C., Guasparri G., Pellizzer R., Ricci C. A., Rita F. & Sabatini G. (1974) - Il metamorfismo e il magmatismo paleozoico nella Sardegna. *Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrol.*, 30 (2), 979-1068, Milano.

- Di Vincenzo G., Carosi R. & Palmeri R. (2004) - The Relationship between Tectono-metamorphic Evolution and Argon Isotope Records in White Mica: Constraints from in situ $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Laser Analysis of the Variscan Basement of Sardinia. *J. Petrol.*, 45 (5), 1013-1043.
- Dieni I. & Massari F. (1965) - Precisazioni sull'età di alcuni conglomerati affioranti presso Siniscola, Orosei e Dorgali (Sardegna orientale). *Rend. Accad. Naz. Lincei*, 40, 205-211.
- Dieni I., Massari F. & Montanari L. (1966) - Il Paleogene dei dintorni di Orosei (Sardegna). *Mem. Soc. It. Sci. Nat.*, 14, 137-184.
- Dieni I. & Massari F. (1971) - Scivolamenti gravitativi ed accumuli di frana nel quadro della morfogenesi plioquaternaria della Sardegna centro-orientale. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 10 (4), 313-345, Roma.
- Dieni I. & Massari F. (1973) - La formazione fluvio-lacustre di Nuraghe Casteddu. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 12, 377-409, Roma.
- Dieni I., Massari F. & Médus J. (2008) - Age, depositional environment and stratigraphic value of the Cuccuru 'e Flores Conglomerate: insight into the Paleogene to Early Miocene geodynamic evolution of Sardinia. *Bull. Soc. géol. France*, 179, 51-72.
- Dieni I. & Massari F. (2010) - Discussion on "The Sardinia-Corsica microplate and its role in the Northern Apennine Geodynamics: new insights from the Tertiary intraplate strike-slip tectonics of Sardinia. *Italian Journal of Geosciences*, 130 (1), 136-138, Roma.
- Ducrot J., Lancelot J. R. & Marchand J. (1983) - Datation U-Pb sur zircons de l'éclogite anté-hercynienne de l'Europe occidentale. *Earth and planet. Sci. Lett.*, 62, 385-394.
- Dunnet D. (1969) - Deformation in Paleozoic rocks of Iglesias, SW Sardinia. PhD Thesis. University of London.
- Echtler H. & Malavieille J. (1990) - Extensional tectonics, basement uplift and Stephano-Permian collapse basin in a late Variscan metamorphic core complex (Montagne Noire, Southern Massif central). *Tectonophysics*, 177, 125-138, Amsterdam.
- Edel J. B., Montigny R. & Thuizat R. (1981) - Late paleozoic rotations of Corsica and Sardinia: new evidence from Paleomagnetic and K-Ar studies. *Tectonophysics*, 79, 201-233, Amsterdam.
- Elter F. M. (1987) - La fascia blastomilonitica della valle del Posada (Sardegna Nordorientale). Tesi di Dottorato, Università di Siena.
- Elter F. M. & Sarria E. (1989) - Assetto strutturale del Basamento Ercinico e relazioni fra i vari complessi tettonici nel nord-est della Sardegna. *Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., Serie A*, 96, 81-105, Pisa.
- Elter F. M., Musumeci G. & Pertusati P. C. (1990) - Late Hercynian shear zones in Sardinia. *Tectonophysics*, 176, 387-404, Amsterdam.
- Fadda A., Ottelli L. & Perna G. (1994) - Il Bacino Carbonifero del Sulcis. *Idrologia, Idrogeologia, Miniere*. 144 pp., Carbosulcis S.p.A., Cagliari.
- Ferrara G., Ricci C. A. & Rita F. (1978) - Isotopic ages and tectono-metamorphic history of the metamorphic basement of north-eastern Sardinia. *Contr. Mineral. Petrol.*, 68, 99-106, Berlin.
- Fondi R. (1979) - Orme di Microsauri nel Carbonifero superiore della Sardegna. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 20, 347-356, Roma.
- Fontana D., Gelmini R. & Lombardi G. (1982) - Le successioni sedimentarie e vulcaniche carbonifere e permotriassiche della Sardegna. In: (Eds) Carmignani L., Coccozza T., Ghezzi C., Pertusati P. C. & Ricci C. A., «Guida alla Geologia del Paleozoico Sardo», *Soc. Geol. Ital., Guide Geologiche Regionali*, 183-192, Cagliari.

- Franceschelli M., Memmi I. & Ricci C. A. (1982) - Zoneografia metamorfica della Sardegna settentrionale. In: (Eds) Carmignani L., Coccozza T., Ghezzi C., Pertusati P. C. & Ricci C. A., «Guida alla Geologia del Paleozoico Sardo». Soc. Geol. Ital., Guide Geologiche Regionali, 137-149
- Franceschelli M., Puxeddu M., Cruciani G. & Utzeri D. (2007) - Metabasites with eclogite facies relicts from Variscides in Sardinia, Italy: a review. *Int. J. Earth Sci.*, 96 (5), 795-815. doi: 10.1007/s00531-006-0145-z.
- Franke W. (2000) - The mid-European segment of the Variscides: tectonostratigraphic units, terrane boundaries and plate tectonic evolution. In: (Eds) Franke W., Haak V., Oncken O. & Tanner D., «Orogenic Processes: Quantification and Modelling in the Variscan Belt». Geological Society, 179, 35-61, London.
- Funedda A. (1996) - Studio geologico-strutturale dell'Antiforme ercinica del Flumendosa (Sardegna SE). Settore tra M. Cardiga e Capo S. Lorenzo. Tesi di Dottorato. Università di Cagliari.
- Funedda A., Oggiano G. & Pasci S. (2000) - The Logudoro basin: a key area for the tectono-sedimentary evolution of North Sardinia. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, 119 (1), 31-38.
- Funedda A., Carmignani L., Pasci S., Patta D., Uras V., Conti P. & Sale V. (2009) - Note illustrative del F°556 - «Assemmini» della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, 188. APAT-Servizio Geologico d'Italia, Roma.
- Funedda A. (2009) - Foreland and hinterland verging structures in fold-and-thrust belt: an example from the Variscan foreland of Sardinia. *Int. J. Earth Sci.*, 98 (7), 1625-1642, doi: 10.1007/s00531-008-0327-y
- Funedda A., Pertusati P.C., Carmignani L., Uras V., Pisano G. & Murtas M. (*in stampa a*) - F° 540 «Mandas». Note illustrative della carta geologica d'Italia in scala 1:50.000. ISPRA-Servizio Geologico d'Italia, Roma, pp. 208.
- Funedda A., Carmignani L., Pertusati P. C., Forci A., Calzia P., Marongiu F., Pisano G. & Serra M. (*in stampa b*) - F° 548 «Senorbì». Note illustrative della carta geologica d'Italia in scala 1:50.000. ISPRA-Servizio Geologico d'Italia, Roma.
- Gaggero L., Oggiano G., Buzzi L., Slejko F. & Cortesogno L. (2007) - Post Variscan Mafic Dykes From The late Orogenic Collapse to The Thethyan Rift: Evidence From Sardinia. *Ofioliti*, 32 (1), 15-37.
- Gaggero L., Oggiano G., Funedda A. & Buzzi L. (2012) - Rifting and arc-related early Paleozoic volcanism along the North Gondwana margin: geochemical and geological evidence from Sardinia (Italy). *Journal of Geology*, 120 (3), 273-292. doi: 10.1086/664776
- Galdeano A. & Rossignol J. C. (1977) - Assemblage à altitude constante des cartes d'anomalies magnétiques couvrant l'ensemble du bassin occidental de la Méditerranée. *Bull. Soc. géol. France*, 19 (3), 461-468.
- Gandin A. & Pillola G. L. (1985) - Biostratigrafia e sedimentologia della Formazione di Cabitza nell'Iglesiente. In: (Eds) Evoluzione stratigrafica, tettonica, metamorfica e magmatica del Paleozoico italiano. Siena, 30-31.
- Gandin A., Minzoni N. & Courjault-Rade P. (1987) - Shelf to basin transition in the Cambrian-Lower Ordovician of Sardinia (Italy). *Geol. Rdsch.*, 76 (3), 827-836, Berlin.
- Gattacceca J., Deino A., Rizzo R., Jones D. S., Henry B., Beaudoin B. & Vadeboin F. (2007) - Miocene rotation of Sardinia: New paleomagnetic and geochronological constraints and geodynamic implications. *Earth and planet. Sci. Lett.*, 258 (3-4), 359-377.

- Ghezzi C. & Orsini J. B. (1982) - Lineamenti strutturali e composizionali del batolite ercinico Sardo-Corso in Sardegna. In: (Eds) Carmignani L., Cocozza T., Ghezzi C., Pertusati P. C. & Ricci C. A., «Guida alla Geologia del Paleozoico sardo.» Società Geologica Italiana. Guide Geologiche Regionali, 165-182, Cagliari.
- Giacomini F., Bomparola R. M., Ghezzi C. & Gulbransen H. (2006) - The geodynamic evolution of the Southern European Variscides: constraints from the U/Pb geochronology and geochemistry of the lower Palaeozoic magmatic-sedimentary sequences of Sardinia (Italy). *Contr. Mineral. Petrol.*, 152, 19-42. doi: 10.1007/s00410-006-0092-5.
- Harland W. B., Armstrong R. L., Cox A. V., Craig L. E., Smith A. G. & Smith D. G. (1990) - A Geologic Time Scale 1989. 263 pp., Cambridge University Press, Cambridge.
- Havre H. (1932) - Tectonique de l'Iglesiente. *Res. Ass. Min. Sarda*, 37, 17-24.
- Krebs W. & Wachendorf H. (1973) - Proterozoic-Paleozoic geosynclinal and orogenic evolution of central Europe. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 84, 2611-2630.
- Lecca L., Carboni S., Scarteddu R., Sechi F. & Tilocca G. (1986) - Schema stratigrafico della piattaforma continentale occidentale e meridionale della Sardegna. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 36, 31-40, Roma.
- Lecca L., Lonis R., Luxoro S., Melis E., Secchi F. & Brotzu P. (1997) - Oligo-Miocene volcanic sequences and rifting stages in Sardinia: a review. *Per. Miner.*, 66, 7-61, Roma.
- Leone F., Hamman W., Laske R., Serpagli E. & Villas E. (1991) - Lithostratigraphic units and biostratigraphy of the post-sardic Ordovician sequence in south-west Sardinia. *Boll. Soc. Paleont. Ital.*, 30 (2), 201-235, Modena.
- Loi A. (1993) - Sedimentological-petrographical study and paleogeographical approach of the Upper Ordovician of the Central Southern Sardinia. *Plinius*, 9, 81-86.
- Loi A., Pillola G. L. & Leone F. (1995) - The Cambrian and Early Ordovician of south-western Sardinia. In: (Eds) Cherchi A., «6th Paleobenthos International Symposium, Guide-Book. Cagliari, October 25-31, 1995», *Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari*, suppl. vol. LXV, 63-81.
- Lüneburg C. & Lebit H. (1998) - The development of a single cleavage in an area of repeated folding. *J. Struct. Geol.*, 20 (11), 1531-1548.
- Lustrino M., Melluso L. & Morra V. (2002) - The transition from alkaline to tholeiitic magmas: a case study from the Orosei-Dorgali Pliocene volcanic district (NE Sardinia, Italy). *Lithos*, 63, 83-113, Amsterdam.
- Macciotta G. & Savelli C. (1984) - Petrology and K/Ar ages of Pliocene-Quaternary volcanics from North-Western Sardinia. 1-45 pp., Grafiche STEP, Parma.
- Malavieille J., Guihot P., Costa S., Lardeaux J. M. & Gardien V. (1990) - Collapse of the thickened Variscan crust in the French Massif Central: Mont Pilat extensional shear zone and St. Etienne Late Carboniferous basin. *Tectonophysics*, 177, 139-149.
- Marini A. & Murru M. (1981) - Sull'età della formazione di Nuraghe Casteddu (Dorgali, Sardegna orientale). *Rend. Soc. Geol. Ital.*, 4 (7), 11-12.
- Martini I. P., Oggiano G. & Mazzei R. (1992) - Siliciclastic-carbonate sequences of Miocene grabens of Northern Sardinia, Western Mediterranean Sea. *Sedimentary Geology*, 76, 63-78, Amsterdam.

- Matte P. (1986) - Tectonics and plate tectonics model for the Variscan belt of Europe. *Tectonophysics*, 126, 329-374, Amsterdam.
- Matte P. (1991) - Accretionary history and crustal evolution of the Variscan belt in Western Europe. *Tectonophysics*, 196, 309-337, Amsterdam.
- Matte P. (2001) - The Variscan collage and orogeny (480-290 Ma) and the tectonic definition of the Armorica microplate: a review. *Terra Nova*, 13 (2), 122-128.
- Maxia M. (1983) - Segnalazioni di potenti successioni carbonifere marine nella Sardegna meridionale. *Rend. Soc. Geol. Ital.*, 6, 21-24, Roma.
- Mazzei R. & Oggiano G. (1990) - Messa in evidenza di due cicli sedimentari nel Miocene dell'area di Florinas (Sardegna settentrionale). *Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Mem., Serie A*, 97 (A), 119-147, Pisa.
- McClay H. R., Norton M. G., Coney P. & Davis G. H. (1986) - Collapse of the Caledonian orogen and the Old Red sandstone. *Nature*, 323, 147-149.
- Menard G. & Molnar P. (1988) - Collapse of Hercynian Tibetan plateau into a Paleozoic European basin and range province. *Nature*, 334, 235-237.
- Miller L., Sassi F. P. & Armari G. (1976) - On the occurrence of altered eclogite rocks in north-eastern Sardinia and their implications. *N. Jb. Mineral., Abh*, 11, 683-689.
- Musumeci G. (1991) - Displacement calculation in a ductile shear zone: Monte Grighini shear zone (Central-Western Sardinia). *Boll. Soc. Geol. It.*, 110, 777, Roma.
- Norton M. G. (1986) - Late Caledonide extension in Western Norway: A response to extreme crustal thickening. *Tectonophysics*, 173, 195-204.
- Novarese V. (1914) - Il rilevamento geologico delle tavolette Iglesias e Nebida. *Boll. R. Com. Geol. It.*, 44, 29-59, Roma.
- Novarese V. & Taricco M. (1923) - Cenni sommari sul Paleozoico dell'Iglesiente. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, 4, 316-325, Roma.
- Oggiano G., Sanna G. & Temussi I. (1987) - Caractères géologiques, litologiques et géochimiques de la bauxite de la région de la Nurra. In: (Eds) Cherchi A., Groupe Française du Crétacé. Sardinia, 72-124.
- Oggiano G. & Di Pisa A. (1992) - Geologia della catena ercinica in Sardegna-Zona assiale. In: (Eds) Carmignani L., Pertusati P. C., Barca S., Carosi R., Di Pisa A., Gattiglio M., Musumeci G. & Oggiano G., «Struttura della Catena Ercinica in Sardegna. Guida all'Escursione», Gruppo Informale di Geologia Strutturale, 147-167, Siena.
- Oggiano G., Pasci S. & Funedda A. (1995) - Il bacino di Chilivani-Berchidda: un esempio di struttura trastensiva. Possibili relazioni con la geodinamica cenozoica del Mediterraneo occidentale. *Boll. Soc. Geol. It.*, 114, 465-475, Roma.
- Oggiano G., Cherchi G. P., Aversano A. & Di Pisa A. (2005) - Note illustrative F° 428 "Arzachena" della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Servizio Geologico d'Italia, 144.
- Oggiano G., Casini L., Rossi P. & Mameli P. (2007) - Long lived strike-slip tectonics in the Southern Variscan Belt: evidences from two synkinematic intrusions of North Sardinia (Italy). *Geologie de la France, 2-Mechanics of Variscan Orogeny: a modern view in orogenic research*, 141, Orleans (Fr).

- Oggiano G., Funedda A., Carmignani L. & Pasci S. (2009) - The Sardinia-Corsica microplate and its role in the Northern Apennine Geodynamics: new insights from the Tertiary intraplate strike-slip tectonics of Sardinia. *Ital. J. Geosci.*, 128 (2), 527-541, doi: 10.3301/IGJ.2009.2.527.
- Oggiano G., Gaggero L., Funedda A., Buzzi L. & Tiepolo M. (2010) - Multiple early Palaeozoic volcanic events at the northern Gondwana margin: U-Pb age evidence from the Southern Variscan branch (Sardinia, Italy). *Gondwana Research*, 17 (1), 44-58, doi: 10.1016/j.gr.2009.06.001.
- Oggiano G., Funedda A., Carmignani L. & Pasci S. (2011) - Reply to: Discussion on "The Sardinia-Corsica microplate and its role in the Northern Apennine Geodynamics: new insights from the Tertiary intraplate strike-slip tectonics of Sardinia" by I. Dieni & F. Massari. *It. J. Geosc.*, 130 (1), 139-144. doi: 10.3301/IJG.2010.26.
- Olivieri R. (1969) - Conodonti e zonatura del Devoniano superiore e riconoscimento di Carbonifero inferiore nei calcari di Corona Mizziu (Gerrei-Sardegna). *Boll. Soc. Paleont. Ital.*, 8 (2), 63-152, Modena.
- Palmeri R., Fanning M., Franceschelli M., Memmi I. & Ricci C. A. (2004) - SHRIMP dating of zircons in eclogite from the Variscan basement in north-eastern Sardinia (Italy). *Neues Jahrbuch fur Mineralogie Monatshefte*, 6, 275-288.
- Paquette J. L., Peucat J. J., Bernard-Griffiths J. & Marchand J. (1985) - Evidence for old Precambrian relics shown by U-Pb zircon dating of eclogites and associates rocks in the Hercynian belt of South Brittany, France. *Chem. Geol.*, 52, 213-216.
- Paquette J. L. (1987) - Comportement des systemes isotopiques U/Pb et Sm/Nd dans le métamorphisme écolitique. Chaîne hercynienne et chaîne alpine. *Mem. Doc. Cent. Armoricaïn Etud. Struct. Socles*, 14, 1-130.
- Paquette J. L., Balé, Balleve M. & Georget Y. (1987) - Géochronologie et géochimie des écoligites du Léon: nouvelles contraintes su l'évolution géodynamique du Nord-Ouest du Massif Armoricaïn. *Bull. Min.*, 110, 683-696.
- Pasci S. (1997) - Tertiary transcurrent tectonics of North-Central Sardinia. *Bull. Soc. géol. France*, 168, 301-312.
- Pasci S., Oggiano G. & Funedda A. (1998) - Rapporti tra tettonica e sedimentazione lungo le fasce trascorrenti cenozoiche della Sardegna centro-settentrionale. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, 117, 443-453, Roma.
- Pasci S., Carmignani L., Cincotti F., Pisanu G. & Sale V. (*in stampa*) - Note Illustrative del F°564 "Carbonia" della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Servizio Geologico d'Italia, Roma.
- Pavanetto P., Funedda A., Northrup C.J., Schmitz M., Crowley J. & Loi A. (2012) - Structure and U-Pb zircon geochronology in the Variscan foreland of SW Sardinia, Italy. *Geological Journal*, 47, 426-445. doi: 10.1002/gj.1350
- Perroud H. & Bonhommet (1981) - Paleomagnetism of the Ibero-Armorican arc and the Hercynian orogeny in Western Europe. *Nature*, 292, 445-447.
- Pertusati P.C., Sarria E., Cherchi G.P., Carmignani L., Barca S., Benedetti M., Chighine G., Cincotti F., Oggiano G., Ulzega A., Orrù P. & Pintus C. (2002) - Note illustrative del F° 541 "Jerzu" della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Servizio Geologico d'Italia, 169, Roma.
- Peuchat J. & Cogné J. (1977) - Geochronology of some blueschists from Ile de Groix (France). *Nature*, 28, 131-132.
- Peuchat J.J., Vidal P., Godard G. & Postaire B. (1982) - Precambrian U-Pb zircon ages of eclogites and garnet pyroxenites from S Brittany (France): an old oceanic crust in the W European Hercynian Belt. *Earth & Planet. Sci. Lett.*, 60, 70-78.

- Pillola G.L. (1991) - Trilobites du Cambrien inférieur du SW de la Sardaigne, Italie. *Palaeontographia Italica*, 78, 1-173, Pisa.
- Pin C. (1990) - Variscan oceans: Ages, origins and geodynamic implications inferred from geochemical and radiometric data. *Tectonophysics*, 177, 215-227.
- Pittau P., Del Rio M. & Funedda A. (2008) - Relationships between plant communities characterization and Basin formation in the Carboniferous-Permian of Sardinia. *Boll. Soc. Geol. It.*, 127 (3).
- Platt J. P. (1986) - Dynamics of orogenic wedges and the uplift of high-pressure metamorphic rocks. *Bull. geol. Soc. Amer.*, 97, 1037-1053, Boulder.
- Poll J.J. K. (1966) - The geology of the Rosas-Terraseo area, Sulcis, South Sardinia. *Leidse Geologische Mededelingen*, 35, 117-208, Leyden.
- Poll J.J. K. & Zwart H. J. (1964) - On the tectonics of the Sulcis area, S Sardinia. *Geol. en Mijnb.*, 43, 144-146, Amsterdam.
- Porcu A. (1983) - Geologia del Graben di Ottana (Sardegna centrale). *Rend. Sem. Fac. Sci. Univ. Cagliari*, 53 (2), 1-32.
- Porcu A., Assorgia A., Barca S., Spano C., Cabiddu E. & Carta S. (1997) - Inquadramento stratigrafico-strutturale del Bacino terziario della Media Valle del Tirso (Sardegna centrale). In: (Eds) Assorgia A., Barca S. & Spano C., *Conv. La "Fossa Sarda" nell'ambito dell'evoluzione geodinamica cenozoica del Mediterraneo occidentale*, Libro Guida e Riassunti. Villanovaforru (Ca), 148-149.
- Postaire B. (1983) - Systematique Pb commun et U/Pb sur zircons. Application aux roches de haut grade métamorphique impliquées dans la chaîne hercynienne (Europe de l'Ouest et aux granulites de Laponie (Finlande)). *Bull. Soc. Géol. Minéral. Bretagne*, 15 (29-72).
- Quadt A. & Gebauer D. (1988) - Sm/Nd, U/Pb and Rb/Sr dating of high pressure ultramafic to felsic rocks from the Moldanubian area of NE Bavaria (FRG) and Saxonian Granulite Massif (GDR). In: (Eds) *Conf. Bohemian Massif*. Praga, 71.
- Ricci C. A. & Sabatini G. (1978) - Petrogenetic affinity and geodynamic significance of metabasic rocks from Sardinia, Corsica and Provence. *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.*, 1978, 23-38.
- Rossi P., Oggiano G. & Cocherie A. (2009) - A restored section of the "southern Variscan realm" across the Corsica-Sardinia microcontinent. *Comptes Rendus Geosciences*, 341 (2-3), 224-238.
- Savelli C. & Pasini G. (1974) - Nota preliminare sull'età K/Ar di basalti della Sardegna orientale e del canyon sottomarino di Orosei (Mar Tirreno). In: (Eds) Maxia C. & Pomesano A., «Paleogeografia del Terziario sardo nell'ambito del Mediterraneo occidentale.», Univ. Cagliari, 321-335
- Schwartzbach M. (1939) - La serie normale del Cambriano della Sardegna secondo osservazioni concernenti la giacitura normale e rovesciata della stratificazione. *Res. Ass. Min. Sarda*, 44, 37-54.
- Séguret M., Séranne M., Chauvet A. & Brunel M. (1989) - Collapse basin: a new type of extensional sedimentary basin from the Devonian of Norway. *Geology*, 17, 127-130.
- Selden P. & Pillola G.L. (2009) - A trigonotarbid arachnid from the Upper Carboniferous of the San Giorgio basin, Sardinia. *Riv. Ital. Paleont. Strat.*, 115 (2), 269-274.
- Séranne M. & Séguret M. (1987) - The Devonian basins of western Norway: tectonics and kinematics of an extending crust. In: (Eds) Coward M.P., Dewey J. F. & Hancock P.L., «Continental Extensional Tectonics». *Geol. Soc. of London, Spec. Publ.*, 537-548, London.

- Sgavetti M. (1982) - Analisi preliminare degli elementi morfostrutturali lineari della Sardegna. In: (Eds) Carmignani L., Coccozza T., Ghezzi C., Pertusati P.C. & Ricci C.A., «Guida alla Geologia del Paleozoico Sardo», Soc. Geol. Ital., Guide Geologiche Regionali, 37-54, Cagliari.
- Spalletta C. (1982) - Breccie e conglomerati a liditi come indicatori paleogeografici del Carbonifero inferiore. In: (Eds) Carmignani L., Coccozza T., Ghezzi C., Pertusati P. C. & Ricci C. A., «Guida alla Geologia del Paleozoico Sardo», Soc. Geol. Ital., Guide Geologiche Regionali, 197-201.
- Stampfli G. M., von Raumer J., Borel G. & Bussy F. (2001) - The Variscan and pre-Variscan evolution. In: (Eds) Stampfli G.M., «Geology of the Western Swiss Alps. A Guide-book», Mémoires de Géologie, vol.36, 28-41, Lausanne.
- Stampfli G.M. & Borel G. (2002) - A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons. *Earth & Planet. Sci. Lett.*, 196, 17- 33.
- Stille H. (1939) - Bemerkungen betreffend die "Sardische" Faultung und den Ausdruck "Ophiolitisch". *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 91, 771-773, Stuttgart.
- Taricco M. (1924) - Il bacino lignitifero di Gonnese (Sardegna). *Boll. R. Uff. Geol. It.*, 49, 1-14.
- Teichmüller R. (1931) - Zur Geologie des Thyrrhenisgebietes. Teil 1: Alte und junge Krustenbewegungen im südlichen Sardinien. *Abh Ges. Wiss. Göttingen, Math. Phys. Klasse*, 3 (3), 857-950, Göttingen.
- Thomas B. & Gennesseaux M. (1986) - A two stage rifting in the basin of the Corsica-Sardinia strait. *Marine Geol.*, 72, 225-239.
- Tommasini S., Poli G. & Halliday A. N. (1995) - The role of sediment subduction and crustal growth in Hercynian plutonism: isotopic and trace element evidence from the Sardinia-Corsica batholith. *J. Petrol.*, 36, 1305-1332.
- Tremolières P. (1988) - Tectonique en Distension et Sedimentation Associee. *Le Rift Oligo-Miocene Sarde*. 90 pp., Centre d'Etude Supérieures d'Exploration, Rueil-Malmaison.
- Vai G.B. & Coccozza T. (1986) - Tentative schematic zonation of the Hercynian chain in Italy. *Bull. Soc. géol. France*, 8, 95-114, Paris.
- Vai G.B. (1991) - Palaeozoic strike-slip rift pulses and palaeogeography in the circum-Mediterranean Tethyan realm. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 87, 223-252.
- Vardabasso S. (1937) - Contributo alla conoscenza del vulcanismo recente in Sardegna. *Atti Accad. Naz. Lincei, Rend. Cl. Sc. Fis., Mat. Nat.*, 26, 14-18.
- Vardabasso S. (1951) - Le peneplaine hercynienne da la Sardaigne du centre est. *Essai Paléogéographique. Rev. Geogr. Lyon*, 131-139, 26.
- Vardabasso S. (1962) - Questioni paleogeografiche relative al Terziario antico della Sardegna. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 3, 655-673, Roma.
- Vigliotti L. & Langenheim V. E. (1995) - When did Sardinia stop rotating? New paleomagnetic results. *Terra Nova*, 7, 424-435.
- von Raumer J. F., Stampfli G. M. & Bussy F. (2003) - Gondwana-derived microcontinents - the constituents of the Variscan and Alpine collisional orogens. *Tectonophysics - Collisional Orogenesis in the Geological Record and Modern Analogues*, 365 (1-4), 7-22.
- Westphal M., Orsini J. B. & Vellutini P. (1976) - Le micro-continent corso-sarde, sa position initiale: données paléomagnétiques et raccords géologiques. *Tectonophysics*, 30, 141-157.

- Zattin M., Massari F. & Dieni I. (2008) - Thermochronological evidence for Mesozoic-Tertiary tectonic evolution in the eastern Sardinia. *Terra Nova*, 20, 469-474.
- Ziegler P.A. (1982) - Geological Atlas of Western and Central Europe. 130 pp., Elsevier, Amsterdam.
- Ziegler P.A. (1984) - Caledonian and Hercynian consolidation of western and central Europe, a working hypothesis. *Geol. en Mijnb.*, 63, 93-108.
- Zwart H.J. (1967) - The duality of orogenic belts. *Geol. en Mijnb.*, 46, 283-309.