



ISPR A

Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale

SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA

Organo Cartografico dello Stato (legge n°68 del 2.2.1960)

NOTE ILLUSTRATIVE

della

CARTA GEOLOGICA D'ITALIA

alla scala 1:50.000

foglio 547

VILLACIDRO

A cura di:

**S. Barca⁽¹⁾, E. Melis⁽²⁾, P. Calzia⁽²⁾, E.D. Patta⁽²⁾, R. Rizzo⁽³⁾,
R. Serri⁽⁴⁾**

Hanno collaborato:

Petrografia e geochemica del basamento metamorfico e dei granitoidi: **C. Ghezzi⁽⁵⁾**;

Tettonica e analisi strutturale: **E.A. Sarria⁽²⁾ e R. Serri⁽⁴⁾**;

Petrografia delle vulcaniti terziarie: **M. Rosi⁽⁶⁾**;

Biostratigrafia del Terziario: **D. Cosentino⁽⁷⁾, P. Cipollari⁽⁷⁾ e C. Spano⁽¹⁾**;

Biostratigrafia del Quaternario: **C. Spano⁽¹⁾**;

Stratigrafia del Quaternario continentale e geomorfologia: **M. Coltorti⁽⁵⁾**;

Idrogeologia: **A. Pala⁽¹⁾**;

Geopedologia: **A. Vacca⁽¹⁾**;

Ricerche per Idrocarburi: **E.A. Sarria⁽²⁾ e G. Casula⁽⁸⁾**;

Pericolosità e Rischio Geoambientale: **F. Di Gregorio⁽¹⁾**;

Geocronologia del Terziario sedimentario: **F. Castorina⁽⁷⁾**;

Geocronologia del Terziario vulcanico: **M. Rosi⁽⁶⁾ e A. Selis⁽⁶⁾**;

Geocronologia del Quaternario continentale: **P.M. Grootes⁽⁹⁾ e M. Huels⁽⁹⁾**.

(1) - Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Cagliari; (2) - Regione Autonoma della Sardegna, ARPAS - Dipartimento Specialistico Regionale Geologico, Cagliari; (3) - Regione Autonoma della Sardegna, Libero Professionista; (4) - A.N.A.S. S.p.A. - Compartimento della viabilità per la Sardegna, Cagliari; (5) - Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Siena; (6) - Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Pisa; (7) - Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Roma Tre; (8) - S.A.R.A.S. S.p.A., Milano-Cagliari; (9) - Leibniz Labor für Altersbestimmung und Isotopenforschung, Christian Albrechts Universität zu Kiel, Deutschland.

Ente realizzatore



Regione Autonoma della Sardegna

Direttore del Servizio Geologico d'Italia - ISPRA: C. CAMPOBASSO

**Responsabile del Progetto CARG per Servizio Geologico d'Italia - ISPRA:
F. GALLUZZO**

**Responsabile del Progetto CARG per la Regione Autonoma della Sardegna:
P. BOTTA**

PER IL SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - ISPRA

Revisione scientifica:

D. Berti, R. Graciotti, M.L. Pampaloni, M. Pantaloni

Coordinamento cartografico:

D. Tacchia (coord.), F. Pilato

Revisione informatizzazione dei dati geologici:

C. Cipolloni, M.P. Congi, R.M. Pichezzi (ASC)

Coordinamento editoriale e allestimento per la stampa:

D. Tacchia, F. Pilato

PER LA REGIONE AUTONOMA DELLA SARDEGNA

Allestimento editoriale e cartografico:

E.A. Sarria (coord.), A. Lai (foglio), O. Pilloni (note)

M.E. Sitzia, A. Lavena, P. Manca, A. Pintus, V. Piras

(ARPAS - Dipartimento Specialistico Regionale Geologico)

Allestimento informatizzazione dei dati geologici:

E.A. Sarria (coord.), A. Lai, M.E. Sitzia

(ARPAS - Dipartimento Specialistico Regionale Geologico)

Informatizzazione e allestimento cartografico per la stampa dalla banca Dati
a cura di **ARPAS - Dipartimento Specialistico Regionale Geologico (Cagliari)**

Gestione tecnico-amministrativa del Progetto CARG:

M.T. Lettieri (Servizio Geologico d'Italia - ISPRA)

E.A. Sarria (Responsabile del Progetto CARG per ARPAS)

O. Pilloni (Segretaria del Responsabile di Progetto)

Si ringraziano i componenti dei Comitati Geologici per il loro contributo scientifico

INDICE

I	- INTRODUZIONE	Pag. 9
1.	- CARATTERI GEOGRAFICI GENERALI.....	» 10
II	- STUDI PRECEDENTI	» 13
III	- INQUADRAMENTO GEOLOGICO	» 23
1.	- BASAMENTO METAMORFICO PALEOZOICO.....	» 23
2.	- COMPLESSO INTRUSIVO E FILONIANO TARDO-PALEOZOICO	» 28
3.	- SUCCESSIONI MESOZOICHE E CENOZOICHE.....	» 29
IV	- STRATIGRAFIA	» 33
1.	- BASAMENTO METAMORFICO PALEOZOICO.....	» 34
1.1.	- ATTRIBUZIONI BIOSTRATIGRAFICHE.....	» 34
1.2.	- ZONA ESTERNA DELL'IGLESIENTE-SULCIS.....	» 35
1.2.1.	- <i>Formazione di Domusnovas (DMV)</i>	» 38
1.2.2.	- <i>Formazione di Rio San Marco (RSM)</i>	» 38
1.2.2.1.	- <i>Membro di Cuccuruneddu (RSM₂)</i>	» 39
1.2.2.2.	- <i>Membro di Serra Corroga (RSM₃)</i>	» 39
1.2.2.3.	- <i>Membro di Girisi (RSM₄)</i>	» 40
1.2.3.	- <i>Formazione di Genna Muxerru (MUX)</i> ("Scisti a Graptoliti" <i>Auct. p.p.</i>)	» 40
1.2.4.	- <i>Formazione di Fluminimaggiore (FLU)</i>	» 41
1.3.	- UNITÀ TETTONICA DEL GERREI	» 41
1.3.1.	- <i>Arenarie di San Vito (SVI)</i>	» 42
1.3.2.	- <i>Metarcese di Genna Mesa (MGM)</i>	» 42
1.3.3.	- <i>Scisti a Graptoliti Auct. (SGA)</i>	» 45
1.4.	- UNITÀ TETTONICA DELL'ARBURESE	» 46
1.4.1.	- <i>Arenarie di San Vito (SVI)</i>	» 46
1.5.	- UNITÀ TETTONICA DEL SARRABUS	» 50
1.5.1.	- <i>Arenarie di San Vito (SVI)</i>	» 50
2.	- COMPLESSO INTRUSIVO E FILONIANO TARDO-PALEOZOICO	» 52
2.1.	- GRANITOIDI	» 55
2.1.1.	- <i>Unità intrusiva di Arbus (ABS)</i>	» 55
2.1.1.1.	- <i>Sub-unità intrusiva di Gonnosfanadiga (ABS₂)</i>	» 55
2.1.1.1a.	- <i>Granodioriti a biotite e anfibolo. Facies Monte Omu (ABS_{2b})</i> ...	» 55
2.1.2.	- <i>Unità intrusiva di Villacidro (VLD)</i>	» 56

2.1.2.1.	- Leucosienograniti a biotite. Facies Monte Lattias (VLD_c).....	Pag. 56
2.1.2.2.	- Microleucosienograniti a biotite. Facies Gutturu Derettu (VLD_d).....	» 58
2.1.2.3.	- Microsienograniti a biotite. Facies Punta Sa Cresia (VLD_e)	» 60
2.1.2.3.1.	- Aplopegmatiti	» 63
2.2.	- CORTEO FILONIANO	» 65
2.2.1.	- <i>Filoni intermedio-basici (fi)</i>	» 65
2.2.2.	- <i>Filoni e ammassi di porfidi granitici (fp)</i>	» 66
2.2.3.	- <i>Filoni idrotermali a quarzo prevalente (fq)</i>	» 66
3.	- SUCCESSIONI VULCANO-SEDIMENTARIE TERZIARIE ..	» 67
3.1.	- SUCCESSIONE SEDIMENTARIA PALEOGENICA	» 68
3.1.1.	- <i>Formazione di Monte Cardiga (FMC)</i>	» 68
3.1.2.	- <i>Formazione del Cixerri (CIX)</i>	» 68
3.2.	- SUCCESSIONE VULCANICA-OLIGOCENICA DI SERRENTI-FURTEI.....	» 70
3.2.1.	- <i>Andesiti anfiboliche di Monte Mannu (MMN)</i>	» 72
3.2.2.	- <i>Ignimbrite di Monte Ibera (MIR)</i>	» 76
3.2.3.	- <i>Piroclastiti di Bruncu de Didus (DIU)</i>	» 81
3.2.4.	- <i>Epiclastiti di Serrenti (RRT)</i>	» 82
3.2.5.	- <i>Piroclastiti di Monte Porceddu (PDD)</i>	» 88
3.2.6.	- <i>Complesso di Monte Santu Miali (SMI)</i>	» 91
3.3.	- COMPLESSO VULCANICO DI SILIQUA	» 94
3.3.1.	- <i>Piroclastiti di Siliqua (SQA)</i>	» 94
3.4.	- SUCCESSIONE VULCANO-SEDIMENTARIA OLIGO-MIOCENICA.....	» 95
3.4.1.	- <i>Formazione di Ussana (USS)</i>	» 95
3.4.2.	- <i>Calcari di Villagreca (VLG)</i>	» 96
3.4.3.	- <i>Formazione della Marmilla (RML)</i>	» 100
3.4.4.	- <i>Lave e piroclastiti di Bruncu su Sensu (BSU)</i>	» 110
3.4.5.	- <i>Marne di Gesturi (GST)</i>	» 110
3.5.	- CARATTERIZZAZIONE CHIMICA DELLE VULCANITI OLIGO-MIOCENICHE ...	» 113
3.5.1.	- <i>Elementi maggiori</i>	» 113
3.5.2.	- <i>Elementi in traccia</i>	» 113
3.5.3.	- <i>Datazioni radiometriche</i>	» 119
3.6.	- SUCCESSIONE SEDIMENTARIA DEL PLIOCENE MEDIO - PLEISTOCENE INFERIORE	» 120
4.	- DEPOSITI QUATERNARI	» 121
4.1.	- DEPOSITI PLEISTOCENICI	» 121
4.1.1.	- <i>Sintema di Portovesme (PVM)</i>	» 121
4.1.1.1.	- <i>Subsintema di Portoscuso (PVM₂)</i>	» 122

4.2.	- DEPOSITI OLOCENICI	Pag. 131
4.2.1.	- <i>Depositi di frana</i> (a₁).....	» 131
4.2.2.	- <i>Travertini</i> (f₁).....	» 134
4.2.3.	- <i>Depositi alluvionali terrazzati</i> (b_n)	» 135
4.2.4.	- <i>Depositi di versante</i> (a)	» 138
4.2.5.	- <i>Coltri eluvio-colluviali</i> (b₂)	» 138
4.2.6.	- <i>Depositi lacustri e palustri</i> (e).....	» 138
4.2.7.	- <i>Depositi alluvionali</i> (b)	» 140
4.2.8.	- <i>Depositi antropici</i> (h)	» 140

V	- TETTONICA	» 143
1.	- TETTONICA PALEOZOICA.....	» 143
1.1.	- CARATTERI STRUTTURALI GENERALI.....	» 143
1.2.	- TETTONICA EO-CALEDONIANA	» 146
1.3.	- TETTONICA ERCINICA.....	» 147
1.3.1.	- <i>Tettonica ercinica della “Zona esterna”</i>	» 148
1.3.2.	- <i>Tettonica ercinica della “Zona a falde”</i>	» 150
1.3.2.1.	- <i>Tettonica ercinica nell’Unità dell’Arburese</i>	» 151
1.3.2.2.	- <i>Tettonica ercinica nell’Unità del Gerrei</i>	» 153
1.4.	- ANALISI STRUTTURALE	» 154
1.4.1.	- <i>Dominio “Villacidro” (Area 1)</i>	» 154
1.4.1.1.	- <i>Assi della “II fase ercinica” nelle arenarie di San Vito (SVI, Unità tettonica dell’Arburese)</i>	» 154
1.4.1.2.	- <i>Stratificazione S₀ nelle arenarie di San Vito (SVI) (Unità tettonica dell’Arburese)</i>	» 156
1.4.1.3.	- <i>Scistosità S_{2a} nelle arenarie di San Vito (SVI) (Unità tettonica dell’Arburese)</i>	» 156
1.4.1.4.	- <i>Assi della fase ercinica tarda (“III fase ercinica”) nelle arenarie di San Vito (SVI, Unità tettonica dell’Arburese)</i>	» 156
1.4.2.	- <i>Dominio “Aletzia” (Area 2)</i>	» 156
1.4.2.1.	- <i>Scistosità S_{2a} nelle formazioni del Siluriano (MUX, FLU)</i>	» 156
1.4.3.	- <i>Dominio “Monreale” (Area 3)</i>	» 157
1.4.3.1.	- <i>Stratificazione S₀ dell’Ordoviciano Superiore (MGM) (Unità tettonica del Gerrei)</i>	» 157
1.4.3.2.	- <i>Scistosità S_{2a} delle formazioni dell’Ordoviciano Superiore (MGM) e del Siluriano Inferiore (SGA) (Unità tettonica del Gerrei)</i>	» 157
1.5.	- TETTONICA TARDO-ERCINICA.....	» 157

2.	- TETTONICA CENOZOICA.....	Pag. 158
2.1.	- CARATTERI GENERALI.....	» 158
2.2.	- STRUTTURE PRINCIPALI.....	» 160
2.2.1.	- <i>Strutture oligo-mioceniche</i>	» 160
2.2.2.	- <i>Strutture plio-quadernarie</i>	» 162
VI	- CENNI GEOMORFOLOGICI.....	» 165
VII	- GEOLOGIA APPLICATA.....	» 169
1.	- CAVE.....	» 169
2.	- MINERALIZZAZIONI.....	» 173
2.1.	- TIPI DI ALTERAZIONI IDROTHERMALI ASSOCIATE.....	» 173
2.1.1.	- <i>Alterazione propilitica</i>	» 174
2.1.2.	- <i>Alterazione argillica intermedia</i>	» 174
2.1.3.	- <i>Alterazione argillica avanzata</i>	» 175
2.1.4.	- <i>Silicizzazione</i>	» 176
2.2.	- MINERALIZZAZIONI A CAOLINO.....	» 177
2.3.	- MINERALIZZAZIONI A SOLFURI DI METALLI DI BASE CON ORO ALLO STATO NATIVO.....	» 178
2.3.1.	- <i>Miniera di Monte Santu Miali, Is Concas, Su Coru</i>	» 179
2.3.2.	- <i>Miniera di Sa Pérrima e Coronas Arrubias (S'Arruga e sa Crescia)</i>	» 182
3.	- MINIERE.....	» 182
3.1.	- GUTTURU DERETTU.....	» 183
3.1.1.	- <i>Perda Lada</i>	» 183
3.2.	- VAL DI NARTI.....	» 184
3.3.	- MONTE ZIPPURI.....	» 185
3.4.	- MINIERA DI SALAPONI.....	» 186
3.5.	- MONREALE.....	» 187
4.	- IDROGEOLOGIA.....	» 189
4.1.	- IDROGRAFIA.....	» 190
4.2.	- PERMEABILITÀ.....	» 192
4.3.	- CARATTERIZZAZIONE DEGLI ACQUIFERI.....	» 193
4.4.	- PIEZOMETRIA DELLE FALDE.....	» 194
4.5.	- PARAMETRI IDRODINAMICI.....	» 194
4.6.	- EMERGENZE IDRICHE.....	» 196
4.7.	- BILANCIO IDROLOGICO.....	» 196
5.	- GEOPEDOLOGIA.....	» 197
5.1.	- GENERALITÀ.....	» 197
5.1.1.	- <i>Area dei rilievi metamorfici e granitici di Gonnosfanadiga e Villacidro</i>	» 197

5.1.2.	- <i>Area delle colline della Marmilla</i>	Pag. 197
5.1.3.	- <i>Area del Campidano centrale</i>	» 198
5.2.	- DESCRIZIONE DEI CARATTERI PEDOLOGICI.....	» 198
5.2.1.	- <i>Suoli dei paesaggi delle successioni metamorfiche paleozoiche</i>	» 198
5.2.2.	- <i>Suoli dei paesaggi dei granitoidi tardo-paleozoici</i>	» 199
5.2.3.	- <i>Suoli dei paesaggi delle vulcaniti dell'Oligo-Miocene</i>	» 200
5.2.4.	- <i>Suoli dei paesaggi dei sedimenti del Miocene</i>	» 201
5.2.5.	- <i>Suoli dei paesaggi dei sedimenti del Quaternario</i>	» 202
5.2.6.	- <i>Suoli dei paesaggi dei depositi del Pleistocene superiore</i>	» 203
5.2.7.	- <i>Suoli dei paesaggi dei depositi dell'Olocene</i>	» 204
6.	- CAMPAGNE DI RICERCA PER IDROCARBURI.....	» 205
7.	- FENOMENI DI PERICOLOSITÀ E RISCHIO GEOAMBIENTALE.....	» 209
7.1.	- RICHIAMI CONCETTUALI E TERMINOLOGICI.....	» 209
7.1.1.	- <i>Pericolosità</i>	» 209
7.1.2.	- <i>Vulnerabilità</i>	» 209
7.1.3.	- <i>Rischio geologico-ambientale</i>	» 210
7.2.	- PERICOLO DI FRANA.....	» 210
7.2.1.	- <i>Frane e loro cause</i>	» 210
7.2.2.	- <i>Conformazione delle frane</i>	» 211
7.2.3.	- <i>Studio delle frane</i>	» 211
7.3.	- CLASSIFICAZIONE DELLE FRANE.....	» 212
7.3.1.	- <i>Crolli</i>	» 213
7.3.2.	- <i>Ribaltamenti e ribaltamenti che evolvono in crolli</i>	» 213
7.3.3.	- <i>Scorrimento rotazionale di detrito</i>	» 214
7.3.4.	- <i>Scorrimento traslazionale di detrito o debris flow</i>	» 214
7.3.5.	- <i>Espandimenti laterali di roccia</i>	» 215
7.3.6.	- <i>Fenomeni complessi</i>	» 216
7.3.7.	- <i>Deformazioni gravitative profonde di versante (DGPV)</i>	» 216
7.3.8.	- <i>Suoli espansivi</i>	» 217
7.3.9.	- <i>Pericolosità legata alla presenza degli sterili minerari</i>	» 218
7.4.	- ANALISI RELATIVA AL RISCHIO GEOLOGICO.....	» 219
7.5.	- PERICOLO DI INONDAZIONE.....	» 219
7.5.1.	- <i>Richiami concettuali</i>	» 219
7.5.2.	- <i>Pericolosità e rischio di inondazione</i>	» 220
	BIBLIOGRAFIA	» 225
	EXTENDED ABSTRACT	» 251
	LEGEND GEOLOGICAL MAP	» 259

PROGETTO
CARG

I - INTRODUZIONE

Il Foglio 547 “Villacidro” della Carta Geologica d’Italia in scala 1:50.000 è stato realizzato nell’ambito del Progetto CARG (Legge 438/95), tramite Accordo di Programma tra l’ex APAT, ora ISPRA - Servizio Geologico d’Italia e la Regione Autonoma della Sardegna - Assessorato dell’Industria.

Il Foglio è ubicato nella Sardegna meridionale e ricade interamente nella nuova provincia del Medio Campidano.

I rilevamenti di campagna sono stati svolti dal giugno 2000 al novembre 2004, con verifiche nel 2005. Le analisi, le elaborazioni e una prima sintesi dei dati sono state completate nel Giugno 2006; le elaborazioni e sintesi finali si sono concluse nell’Aprile 2011.

Per il rilevamento delle aree del Foglio sono state utilizzate le sezioni topografiche in scala 1:10.000 della Carta Tecnica Regionale della Sardegna.

Il coordinamento scientifico del Foglio è stato espletato dal prof. Sebastiano Barca (Università di Cagliari) e la direzione di rilevamento dalla dott.ssa Egidia Melis (ex Progemisa S.p.A. - Agenzia Governativa Regionale ora ARPAS - Agenzia per la Protezione dell’Ambiente della Sardegna); il gruppo di lavoro è completato dai geologi rilevatori Paolo Calzia, Elisabetta Danila Patta, Roberto Rizzo, Roberto Serri e da collaboratori specialisti e analisti provenienti da varie sedi universitarie.

1. - CARATTERI GEOGRAFICI GENERALI

Nei suoi tratti generali il Foglio 547 “Villacidro” si caratterizza per il netto contrasto morfologico tra i massicci montuosi ad occidente e l’attigua ed estesa pianura al centro (fig.1), orlata da un sistema collinare medio-basso al bordo orientale.

I rilievi montuosi, che solo in alcuni casi superano i 1000 m s.l.m., danno luogo ad un paesaggio aspro con valli tortuose profondamente incise. Questi rilievi sono costituiti in prevalenza da litotipi del basamento metamorfico paleozoico ed in subordine da granitoidi tardo-paleozoici.

L’erosione selettiva ha messo in risalto le rocce più resistenti modellandovi talora particolari forme (fig.2), in genere accidentate, come quelle che primeggiano nei rilievi di M. Margiani, Campanas de Sisinni Conti, Genn’e Pranu, Su Concali Arrubiu, Concali Mannu, Cuccuru Frissa. Alla morfologia aspra e articolata del settore occidentale del Foglio si sostituisce bruscamente quella pianeggiante o dolcemente ondulata del settore orientale. Il raccordo pedemontano tra pianura e rilievi montuosi è caratterizzato da estese conoidi alluvionali coalescenti, terrazzate, del Quaternario.

Il settore orientale presenta morbide morfologie collinari costituite da terreni sedimentari e vulcanici del Terziario (fig.3), i cui rilievi, che non superano i 372 m di altezza (M. Coronas Arrubias), digradano dolcemente verso l’ampia area pianeggiante della zona centrale del Foglio.

Le aree montane e collinari mostrano un reticolo idrografico variamente inciso e sviluppato in direzioni prevalenti NE-SW, che convergono nelle aree centrali della pianura associandosi ad altre linee di deflusso dirette NW-SE, N-S ed E-W.

La rete viaria risulta ben sviluppata sia nelle zone di espansione urbana che in quelle di penetrazione agraria. Dalle strade principali si dipartono numerose strade secondarie, spesso a fondo naturale, alcune delle quali collegano le zone montuose più interne.

Questo territorio è soggetto ad un clima di tipo mediterraneo, con estati solitamente aride e periodi di massima piovosità concentrati in autunno ed in primavera, talora con piovosità anche in periodo estivo specie nelle zone montuose.

La vegetazione presenta una discreta variabilità. Le zone altimetricamente elevate sono spesso molto vegetate, con specie arboree boschive d’alto fusto, particolarmente nei settori sud-occidentali, dove si sono conservate foreste a leccio, quercia e macchia arbustiva mediterranea. Le zone a quote inferiori sono a macchia mediterranea, talora degradata per impoverimento progressivo in seguito ad interventi antropici, quali decespugliamento, incendi, lavorazioni irrazionali e pascolo intenso.

Fig. 1 - Panoramica sulla pianura del Campidano dai rilievi granitici (VLD₀) di Ca-scata Sa Spondula.

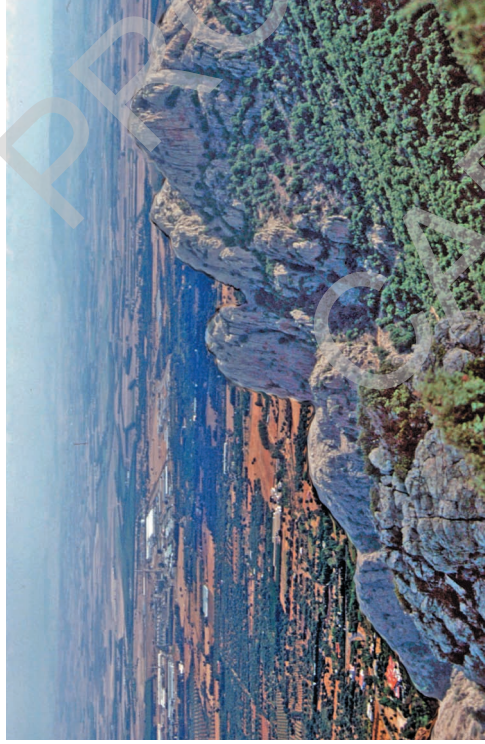


Fig. 2 - Aspetti morfologici e strutturali della guglia granitoida di Campanas de Sistimi Conti.

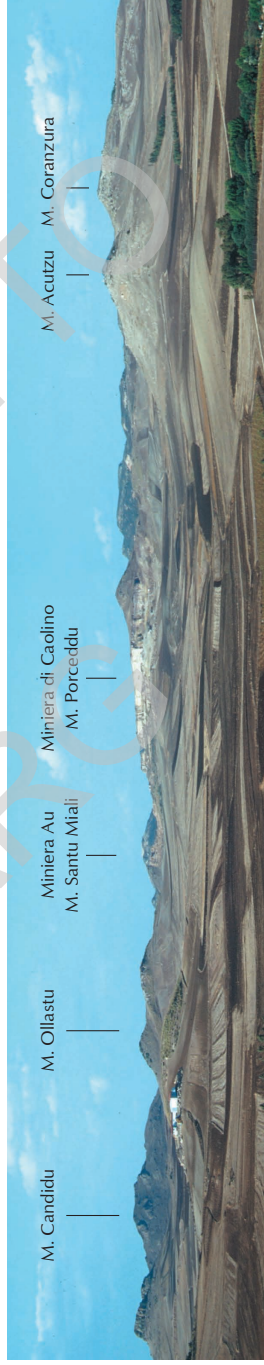


Fig. 3 - Panoramica vista da M. Canaxis sul distretto vulcanico minerario di Serrenti-Furtei (vertice SE Sez. I "Sanluri"); a destra i rilievi carbonatici aquitaniani di M. Acutzu e M. Coranzura (VLG); al centro la miniera dismessa di caolino di M. Porceddu (PDD-RRT); a sinistra M. Ollastu (MIR-RRT) e M. Candidu (MMN); al centro sullo sfondo la miniera aurifera di M. Santu Miali.

È infine da rilevare che i rilievi paleozoici del settore SW del Foglio Villacidro ricadono in parte entro la foresta di Montimannu, compresa nel territorio del M. Linas, Marganai, Oridda, Montimannu, delimitato a Parco Naturale Regionale, con proposta di tutela in quanto considerata “Zona di interesse paesistico” ai sensi del D. Lgs 490/1999 (già L. 1497/39), art. 139 e 146.

Di rilevante interesse paesaggistico, questo settore è noto per le notevoli emergenze geomorfologiche (BARCA & DI GREGORIO, 1999) quali guglie, picchi, torrioni granitici, versanti spesso inaccessibili, talora con cascatelle d’acqua. Tra queste, la più nota (proposta come monumento naturale), sull’ultimo tratto del Riu Coxinas, è la cascata di Sa Spendula impostata sui microleucosienograniti a biotite, rosati (VLD_d): la cascata, alta circa 20-30 m, origina alla base un laghetto entro grandi massi precipitati dalle pareti strapiombanti e contornati da una rigogliosa macchia mediterranea, il cui connubio accresce la bellezza del sito, meritatamente immortalato in un sonetto di Gabriele d’Annunzio. A monte della cascata, il Riu Coxinas serpeggia in una serie di meandri incassati nei granitoidi, ove una diga da origine ad un lago artificiale.

II - STUDI PRECEDENTI

Le basi delle conoscenze geologiche sulla Sardegna si possono far risalire alla seconda metà del secolo scorso, grazie al LA MARMORA (1857), nel cui poliedrico lavoro si ritrovano numerosi ed importanti contributi sulle caratteristiche geologico-paleontologiche e naturalistiche dell'Isola.

Il progresso delle conoscenze geologiche sulla Sardegna sud-occidentale subisce un notevole sviluppo verso la fine del 1800, quando alcune aree, soprattutto l'Iglesiente-Sulcis, accentrano l'attenzione di numerosi tecnici geologi e ingegneri impegnati nella ricerca sui giacimenti di metalli base, favorendovi lo sviluppo delle attività minerarie.

Tra i primi lavori di sintesi è da citare la descrizione geologico-mineraria dell'Iglesiente di ZOPPI (1888). Successivi rilevamenti geologici tematici di dettaglio costituiscono la base per le prime carte in scala 1:25.000 (NOVARESE, 1914; 1919; NOVARESE *et alii*, 1919; TARICCO, 1927; MINUCCI, 1935a) e 1:100.000 (NOVARESE *et alii*, 1938) stampate a cura del Regio Servizio Geologico d'Italia, le quali si avvalgono e/o forniscono lo spunto per ulteriori studi di carattere stratigrafico (TARICCO, 1922; 1929; NOVARESE & TARICCO, 1923; GORTANI, 1923; NOVARESE, 1925).

Dall'iniziale riconoscimento di una successione cambriana nella Sardegna sud-occidentale (MENEGHINI, 1880) fino ad una prima interpretazione stratigrafica della stessa (TARICCO, 1929), di rilevante contributo scientifico per l'epoca, numerosi studiosi affinarono successivamente le conoscenze sulla intera successione

paleozoica dell'Iglesiente-Sulcis (TESTA, 1946) e sul contenuto paleontologico in essa rinvenuto (VINASSA DE REGNY, 1927; 1941).

Lo sviluppo della ricerca mineraria nella Sardegna meridionale ha prodotto una notevole mole di informazioni sulla tipologia dei giacimenti, la cui divulgazione è stata facilitata anche grazie alla costituzione nel 1896 ad Iglesias, allora capitale mineraria d'Italia, dell'Associazione Mineraria Sarda. A partire dalle monografie di BALDRACCO (1854), LA MARMORA (1857), MARCHESE (1862), numerosi autori si sono confrontati su argomenti giacimentologici; tra questi, PIERPOLI & COLLARI (1936) hanno studiato le mineralizzazioni a Sn presenti entro i granitoidi del M. Linas. Di molti altri viene riferito per raccolte bibliografiche tematiche (CARTISANO *et alii*, 1922; MAXIA, 1941; MARCELLO, 1968). Un notevole sviluppo delle conoscenze giacimentologiche in Sardegna si è avuto a partire dagli anni '60, grazie alle ricerche della scuola di Giacimenti Minerari di Cagliari, allora diretta dal Prof. Zuffardi. In questo periodo SALVADORI (1959b) studia le mineralizzazioni a Mo-Wf nei granitoidi del M. Linas. Negli stessi anni ZUFFARDI (1965; 1967; 1968; 1969a; 1969b) fornisce un contributo alla conoscenza delle mineralizzazioni del Paleozoico sardo e del loro significato geo-giacimentologico. VALERA & ZUFFARDI (1970) analizzano la ricorrenza del tungsteno nelle formazioni paleozoiche, mentre BAKOS & URAS (1972), CAVINATO (1972) e VALERA (1972) si dedicano alle manifestazioni mineralizzate a fluorite presso il Castello di Monreale (in loc. Perda Lai).

Negli stessi anni, il Servizio Geologico d'Italia pubblica il Foglio 224-225 "Capo Pecora-Guspini" della CARTA GEOLOGICA D'ITALIA (1971) in scala 1:100.000.

Solo negli anni '60 si concentrano nell'Iglesiente studi a carattere strutturale che permettono a POLL & ZWART (1964) di dimostrare complesse interferenze tra deformazioni eocaledoniane della "fase sarda" e deformazioni erciniche, e consentono ad ARTHAUD (1970) l'individuazione di una tettonica polifasata ercinica. In questi anni DUNNET (1969) studia, con approccio di tipo quantitativo, la deformazione interna dei metasedimenti ordoviciani.

Negli stessi anni interessanti contributi integrano le conoscenze sulla stratigrafia dell'Isola. Un importante lavoro di sintesi generale sulle conoscenze geologiche di tutta la Sardegna, con un ricco compendio dei lavori scientifici più rilevanti svolti fino a quella data, viene redatto da COCOZZA *et alii* (1974).

Verso la fine degli anni '70 diversi progetti di ricerca favoriscono gli studi sui minerali di origine detritica di interesse nucleare (BRONDI *et alii*, 1975) e di quelli legati ai depositi di sabbie costiere e di piattaforma (GRILLO *et alii*, 1979). Si incentiva la prospezione e lo studio di giacimenti di minerali industriali (PADALINO *et alii*, 1972), di quelli polimetallici (FIORI *et alii*, 1988) e di quelli di tipo *porphyry* legati sia ai complessi magmatici plutonici tardo *post-ercinici*, sia alle vulcaniti terziarie (CABOI *et alii*, 1978; GHEZZO *et alii*, 1981; GUA-

SPARRI *et alii*, 1984b; FIORI *et alii*, 1986; 1991; GRILLO *et alii*, 1986). MARINI & MELIS (1980) e BARCA & MARINI (1983) studiano le mineralizzazioni stratiformi a solfuri misti nel settore paleozoico del M. Linas, dove mettono in evidenza due complessi tettonici ercinici sovrapposti: la “Unità di Aletzia” dell’Ordoviciano Sup. - Devoniano, e la soprastante “Unità dell’Arburese” del Cambro (?) - Ordoviciano già definita da BARCA *et alii* (1982a). Negli stessi anni diversi autori riprendono gli studi sulle mineralizzazioni a Mo-Wf contenute nei granitoidi del M. Linas (BOI, 1976; BISTE, 1979; 1981; GHEZZO *et alii*, 1981; GUASPARRI *et alii*, 1984b; MORTEANI *et alii*, 1986; PROGEMISA S.P.A., 1990).

Ancora nella seconda metà del 1900, il continuo stimolo indotto dalle attività minerarie favorisce l’approfondimento, oltre che delle tematiche strettamente giacimentologiche, anche di quelle geologiche.

Nel settore di Capo Spartivento (Sulcis meridionale) viene ipotizzata l’esistenza del Precambriano (COCOZZA *et alii*, 1972; JUNKER & SCHNEIDER, 1983; MINZONI, 1981), sebbene studi successivi abbiano fornito risultati contraddittori (DELAPERRIÈRE & LANCELOT, 1989; LUDWIG & TURI, 1989; MAZZUCHELLI & MINZONI, 1989; MAZZOLI & VISONÀ, 1992).

La successione cambriana è oggetto di studi di carattere paleontologico (PILLOLA, 1989; 1990; 1991), sedimentologico (PALMERINI *et alii*, 1979b; 1980; PALMERINI & PALMERINI SITZIA, 1979; GANDIN, 1980; FANNI *et alii*, 1982a; LECCA *et alii*, 1983) e/o mineralogico (PALMERINI SITZIA & PALMERINI, 1975; PALMERINI *et alii*, 1979a; PALMERINI & PALMERINI SITZIA, 1991), che evidenziano inoltre un generale carattere anchimetamorfico.

Diversi studi sulle facies carbonatiche della Sardegna sud-occidentale hanno descritto i caratteri deposizionali e diagenetici (CARANNANTE *et alii*, 1975), talora tentando di correlare i processi di sedimentazione con quelli minerogenetici associati e di ricostruire gli ambienti paleogeografici (GANDIN *et alii*, 1974; 1975), talaltra studiando l’ambiente deposizionale di alcune facies (COCOZZA & GANDIN, 1976). COCOZZA (1980) pubblica una prima sintesi sulle conoscenze del Cambriano della Sardegna, tentando di ricostruire gli ambienti di sedimentazione.

Negli stessi anni CARMIGNANI & PERTUSATI (1977) riconoscono una tettonica polifasica sin-metamorfica ercinica nel Gerrei, distinguendo le principali fasi deformative, mentre CARMIGNANI *et alii* (1980) definiscono la polarità orogenica della catena ercinica in Sardegna, identificando nella Sardegna sud-occidentale la Zona esterna (avampaese). Una nuova sintesi sulle conoscenze stratigrafiche e tettoniche del basamento sardo, in particolare dell’Iglesiente-Sulcis, viene redatta da CARMIGNANI *et alii* (1982a; 1982b), a cui segue un aggiornamento (CARMIGNANI *et alii*, 1986a; 1986b).

Ulteriori contributi sulla litostratigrafia del Cambriano si devono a PILLOLA & GROSS (1982) per aver fornito una descrizione dettagliata del membro di

Matoppa. Studi eseguiti da TOCCO *et alii* (1985) e GRILLO *et alii* (1985) sulla serie carbonatica determinano il declassamento della “Dolomia grigia” da rango di membro a litofacies in quanto riconosciuta come un prodotto di diagenesi a partire dal membro del “calcare ceroide”. Negli anni successivi PILLOLA (1986) propone la “Formazione di Campo Pisano” elevando a rango di formazione il membro del calcare nodulare, mentre GANDIN (1989) realizza una sintesi sull’evoluzione deposizionale e paleogeografica del Cambriano nella Sardegna sud-occidentale, ridefinendo la “Formazione di Cabitza”.

In merito alle formazioni *post*-cambriane, in questi anni vengono forniti nuovi dati sulla “Puddinga ordoviciana” (COCOZZA & VALERA, 1966). Viene analizzato il significato tettonico delle litofacies, descritte e inquadrare in paleoambienti di conoide alluvionale progradanti verso la piattaforma costiera (MARTINI *et alii*, 1991), suddividendo successivamente la Puddinga in tre membri (LASKE *et alii*, 1994). COCOZZA & LEONE (1977) descrivono invece le unità litologiche dell’Ordoviciano Superiore, mentre LEONE *et alii* (1991) propongono nuove unità litostratigrafiche corredate da importanti dati biostratigrafici che permettono di inquadrarle nell’intervallo di tempo compreso tra la fase sarda (Ordoviciano Medio) e la base del Siluriano.

MARINI & SANNA (1978) attribuiscono al “*Postgothlandiano*” (“successione pressoché priva di fossili... di probabile età carbonifero inferiore” di TARICCO, 1922; *flysch* di LAUZAC, 1969) i terreni affioranti a Cuccurdoni Mannu a S di Villacidro, di cui distinguono alcune litofacies tipiche. Precedenti lavori (VARDABASSO, 1941; SALVADORI & ZUFFARDI, 1954) segnalano la presenza di sedimenti “*postgothlandiani*” in estesi settori dell’Iglesiente-Arburese. BARCA & SALVADORI (1974) e COCOZZA *et alii* (1974) ritengono il “*Postgothlandiano*” di età devonica e/o carbonifera inferiore, mentre VAI & COCOZZA (1974) lo considerano un’unità sinorogenica ercinica. Uno studio sedimentologico condotto sul “*Postgothlandiano*” dell’Iglesiente (BARCA & MARINI, 1980) permette la distinzione di facies di conoide e di piana sottomarina. Sempre in questo ambito, un decisivo notevole contributo è apportato dagli studi di BARCA *et alii* (1982a) che dimostrano l’età cambro-ordoviciana anche su base micropaleontologica (Acritarchi) di gran parte del “*Postgothlandiano*” della Sardegna sud-occidentale e la sua alloctonia sul Paleozoico dell’Iglesiente-Sulcis, definendo per la prima volta l’Unità tettonica dell’Arburese; gli stessi Autori evidenziano, nell’Unità dell’Arburese, una strutturazione ercinica molto più complessa di quanto fino ad allora riconosciuto, caratterizzata da una tettonica tangenziale con scistosità penetrativa, grandi pieghe isoclinali rovesciate verso SW e sovrascorrimenti suborizzontali.

Negli stessi anni BECCALUVA *et alii* (1981) eseguono uno studio geochemico e petrografico sulle metabasiti intercalate nella successione dell’Ordoviciano Superiore; MAXIA (1984) segnala la presenza di potenti successioni carbonifere

marine nella Sardegna meridionale, proponendo una correlazione tra le sequenze stratigrafiche del Sulcis sud-orientale e del Sarrabus-Gerrei; BARCA *et alii* (1986a) contribuiscono alla definizione della successione stratigrafica e dell'assetto tettonico del settore paleozoico del Sulcis orientale comprendente anche l'area mineraria di S. Leone, in precedenza già esaminata per prospezioni geominerarie (AGIP NUCLEARE, 1983). CARANNANTE *et alii* (1984) formulano un modello di evoluzione tettono-sedimentaria e descrivono l'ambiente geodinamico nel tardo Precambriano-Cambriano della Sardegna, mentre CARMIGNANI *et alii* (1992a; 1992b) pubblicano delle sintesi sul basamento sardo, fornendo una esauriente descrizione della strutturazione ercinica della Sardegna ed elaborando un modello geodinamico evolutivo che prevede una fase di subduzione di crosta oceanica dall'Ordoviciano Inferiore, con conseguente sviluppo di vulcanismo di tipo orogenico nell'Ordoviciano Medio e successiva collisione continente-continente (Carbonifero Inferiore), sovrascorrimento dello zoccolo armoricano e impilamento di elementi del margine del continente di Gondwana, cui segue, infine, il collasso gravitativo del cuneo orogenico ercinico.

GNOLI *et alii* (1988; 1990) ridefiniscono la stratigrafia del Siluriano-Devoniano della Sardegna sud-occidentale proponendo tre nuove unità litostratigrafiche in cui individuano, per la prima volta, sei biozone a graptoliti e tredici a conodonti. PILLOLA (1994) offre una nuova suddivisione della successione stratigrafica cambro-ordoviciano, compendiate in un volume monografico dedicato al Cambro-Ordoviciano dell'Iglesiente-Sulcis, pubblicato a cura del Servizio Geologico d'Italia (BECHSTÄDT & BONI, 1991). Successivamente, in occasione di due congressi tematici, vari autori forniscono un inquadramento aggiornato delle conoscenze geologiche, biostratigrafiche, paleogeografiche e crono-stratigrafiche sulle formazioni del Cambro-Ordoviciano Inferiore (LEONE *et alii*, 1995; LOI *et alii*, 1995; PILLOLA *et alii*, 1995; 1998), dell'Ordoviciano *post*-Fase sarda (LEONE *et alii*, 1995), del Siluriano-Devoniano Inferiore (FERRETTI *et alii*, 1995), integrate da studi tematici (LOI & DABARD, 1997) di ausilio nell'esplicazione delle conoscenze paleogeografiche.

Negli stessi anni HAMMAN & LEONE (1997) pubblicano una monografia sulle faune a trilobiti delle sequenze ordoviciane della Sardegna meridionale, mentre BARCA *et alii* (1998) cartografano e descrivono i depositi sinorogenici del Sulcis analizzandone l'aspetto stratigrafico e strutturale. Recentissimi studi sono stati condotti da FERRETTI *et alii* (2000) sulla posizione paleobiogeografica della Sardegna nel tardo Ordoviciano.

Rispetto alla ricca bibliografia sul basamento metamorfico, sono rari gli studi specifici inerenti le masse plutoniche del Sulcis (COCCO, 1950; CONTI, 1963). Riferimenti si ritrovano in lavori di carattere più generale sul Batolite sardo-corso (DI SIMPLICIO *et alii*, 1975; BRALIA *et alii*, 1981; GHEZZO & ORSINI, 1982; GUASPARRI *et alii*, 1984a; POLI *et alii*, 1989).

SECCHI *et alii* (1991) studiano in dettaglio il complesso intrusivo dell'Arburese, ipotizzando un plutone zonato poco profondo, con diverse tipologie di granodioriti e di leucograniti in intrusioni multiple; SECCHI & D'ANTONIO (1996) confermano l'ipotesi genetica attraverso studi chimici, mineralogici ed isotopici, definendo un'età radiometrica Rb/Sr di 309~304 Ma, e mostrando le similitudini con le magmatiti del settore di Burcei (Sarrabus, Sardegna sud-orientale).

Nell'ambito delle successioni *post*-paleozoiche della Sardegna sud-occidentale, a partire da TARICCO (1924) che descrive la "serie lignitifera" nel bacino terziario del Sulcis, ulteriori contributi vengono dagli studi condotti più di recente da numerosi autori, ai quali si deve una migliore definizione stratigrafico-strutturale (PITTAU DEMELIA, 1979; SALVADORI, 1980; FANNI *et alii*, 1982b; MURRU & SALVADORI, 1990; 1991; ASSORGIA *et alii*, 1992a; 1992b; BARCA & COSTAMAGNA, 1997; 2000 *cum bibl.*) e paleoambientale (MURRU & FERRARA, 1999). Studi particolari sono stati rivolti anche alle successioni sovrastanti la "serie lignitifera". PECORINI & POMESANO CHERCHI (1969) introducono la formazione del Cixerri, mentre BARCA (1973) e BARCA & PALMERINI (1973) contribuiscono ad una migliore definizione dei caratteri e degli ambienti sedimentari di tale formazione, indicando per essa apporti dai settori occidentali.

I primi lavori geopetrografici sul ciclo vulcanico calcocalino oligo-miocenico dell'Iglesiente-Sulcis si devono, nel settore di Narcao, a TACCONI (1913) e successivamente a LAURO (1954), mentre ROSSETTI (1943) si occupa delle formazioni vulcaniche dell'area di Carbonia. MASSOLI NOVELLI (1965) studia il distretto vulcanico andesitico di Sarroch-Pula. COCOZZA (1967) descrive la geomorfologia dei rilievi ignimbrici del settore di Narcao. Negli stessi anni MASSOLI NOVELLI (1967; 1969) integra le conoscenze geopetrografiche sulle vulcaniti e su alcuni depositi epiclastici del distretto di Sarroch-Pula, mentre MASSOLI NOVELLI & PALMERINI (1971) studiano i caratteri mineralogici e sedimentologici di alcune litofacies sedimentarie terziarie affioranti nell'area di Sarroch-Pula e nella valle del Cixerri.

Ancora nella valle del Cixerri, COCOZZA & MASSOLI NOVELLI (1967; 1969) segnalano nuovi affioramenti di andesiti ed i rapporti fra il vulcanismo "inframiocenico" ed i sedimenti fluvio-lacustri "oligocenici" ivi affioranti.

A SAVELLI *et alii* (1979) si devono le datazioni assolute col metodo K-Ar su alcuni litotipi vulcanici della Sardegna, mentre BECCALUVA *et alii* (1985) pubblicano una sintesi sui dati geocronologici noti nell'Isola, integrata con commenti sulle problematiche ancora irrisolte.

La successione vulcanica del distretto di Monastir-Furtei viene compresa da DERIU (1962) nel ciclo "andesitoide inferiore" ($\alpha 1$) e da PECORINI (1966) attribuita all'Oligocene superiore. SAVELLI *et alii* (1979) confermano l'inquadramento nel ciclo andesitico inferiore $\alpha 1$ di DERIU (1962), indicando un'età K/Ar compresa tra 22.6 ± 0.9 e 24.9 ± 1 Ma.

Successioni sedimentarie cenozoiche affiorano diffusamente nella porzione meridionale della “Fossa sarda” (VARDABASSO, 1962).

I sedimenti marini miocenici, riccamente fossiliferi, sono studiati a partire dalla fine del 1800 da numerosi Autori (GENNARI, 1867; LOVISATO 1885; PARONA, 1887; 1892; CAPELLINI, 1890; 1899; COMASCHI CARIA, 1949; 1959a; 1959b; 1959c; 1972a; 1972b), i quali riferiscono all’Elveziano la maggior parte della successione miocenica di Cagliari, mentre DE LORENZO (1893) attribuisce al Langhiano le marne e le argille di Fangario.

POMESANO CHERCHI (1968) fornisce un primo studio biostratigrafico sui foraminiferi planctonici del Miocene Inferiore della Sardegna centro-meridionale, mentre PECORINI & POMESANO CHERCHI (1969) presentano i risultati di uno studio stratigrafico sul Campidano che ha consentito di definire la formazione del Cixerri e la formazione di Ussana, confermando per la prima un’età eocenica ed ascrivendo la seconda all’intervallo Oligocene sup. - Aquitaniano Inf. Nello stesso lavoro gli Autori assegnano il complesso marnoso-arenaceo dell’entroterra cagliaritano all’Aquitaniano-Langhiano, compreso tra la subzona a *Globigerinoides primordius* alla base (zona a *Globigerinita dissimilis*) e la subzona a *Orbulina suturalis* al tetto.

Sempre PECORINI & POMESANO CHERCHI (1969) definiscono la formazione di Samassi come “complesso marnoso-arenaceo-conglomeratico” che costituisce il colmamento del *graben* plio-pleistocenico del Campidano, successivamente alla trasgressione marina del Pliocene Inferiore. POMESANO CHERCHI (1971) espone i risultati di uno studio condotto su numerose successioni mioceniche della Sardegna, rimarcando l’utilità biostratigrafica di alcune specie per la suddivisione del Miocene sardo (marne di Ales, calcari di Villagrega, formazione della Marmilla, arenarie di Pirri, calcari di Cagliari, formazione di Capo S. Marco). Nella parte superiore del complesso marnoso-arenaceo sono in seguito distinte (CHERCHI, 1974) due unità litostratigrafiche: le “marne di Gesturi” e le “argille di Fangario”, la prima attribuita ad un’età compresa tra il Burdigaliano ed il Langhiano e la seconda tra il Langhiano terminale e l’inizio del Serravalliano.

Un ulteriore sviluppo delle conoscenze sulla stratigrafia del terziario della Sardegna meridionale si deve agli studi di CHERCHI (1985), MACCIONI *et alii* (1990), ASSORGIA *et alii* (1992a; 1992b; 1993), MORRA *et alii* (1994), BROTZU *et alii* (1997), CONTE (1993; 1997). LECCA *et alii* (1997) effettuano una sintesi stratigrafico-strutturale sulle sequenze vulcaniche oligo-mioceniche sarde. CHERCHI *et alii* (2000) eseguono uno studio sedimentologico-paleontologico-tafonomico su tre successioni carbonatiche esposte lungo il bordo sud-orientale del *graben* plio-pleistocenico del Campidano (Dolianova, Villagrega, Isili); l’esame del contenuto micro-paleontologico a foraminiferi planctonici consente di riferire un episodio marnoso (Dolianova) al Burdigaliano inferiore, il cui evento sigillerebbe la sequenza bio-

clastica *sin-rift* riferita all'Aquitano. SPANO & BARCA (2002) propongono invece una generale revisione nella nomenclatura delle unità formazionali *Auct.* del Miocene della Sardegna meridionale.

Negli stessi anni, contemporaneamente al rilevamento dei Fogli CARG 1:50.000 564 "Carbonia" e 565 "Capoterra", PIOLI (1998) studia la successione ignimbritica terziaria del Sulcis, con particolare riferimento alle rioliti di Nuraxi. Sebbene esistano diversi studi geocronologici sulle vulcaniti del Sulcis (ARAÑA *et alii*, 1974; BONI *et alii*, 1990; GARBARINO *et alii*, 1990; MACCIONI *et alii*, 1990; MORRA *et alii*, 1994), la frammentarietà delle informazioni non consente di delineare una correlazione univoca dei prodotti ignei. Di recente, PASCÌ *et alii* (2001) eseguono nuove misurazioni radiometriche $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ a Portoscuso (15,7 Ma), S. Antioco (15,1 Ma) e M. Sirai (18,6 Ma), mentre TAMARRI (2002), con lo stesso metodo, riesamina la cronologia della sequenza ignimbritica superiore ("*Upper sequence*": MORRA *et alii*, 1994) del bacino del Sulcis delimitando l'attività eruttiva in un intervallo di 1,5 milioni di anni, tra il Burdigaliano superiore (16,7 Ma) ed il Langhiano (15,3 Ma).

La letteratura geologica della Sardegna risulta alquanto carente sui depositi continentali del Quaternario.

VARDABASSO (1956a) descrive le conoidi diluviali come "...estese coltri ciotolose ferrettizzate e terrazzate, entro e sopra le quali sono state depositate altre alluvioni sia per rimaneggiamento delle prime che per parziale nuovo apporto...". MONTALDO (1959a; 1959b) descrive e illustra la stratigrafia delle alluvioni terrazzate quaternarie affioranti nel Campidano centrale in una carta geologica schematica in scala 1:50.000.

MAXIA & PECORINI (1968) attribuiscono al Pleistocene Inferiore i depositi alluvionali terrazzati del Campidano che considerano precedenti ai depositi marini degli ultimi interglaciali (Tirreniano I; Tirreniano II; panchina tirreniana a *Strombus* VARDABASSO, 1956a; ULZEGA & OZER, 1982), mentre PECORINI & POMESANO CHERCHI (1969), su basi stratigrafiche, attribuiscono al Tirreniano i sedimenti marini al piede dei terrazzi alluvionali presso Cagliari-Elmas.

SEUFFERT (1970) definisce *glacis* i depositi alluvionali del Campidano, distinguendone due nel settore occidentale: un *glacis* di copertura con alterazione ferritica e un *glacis* più recente con scarsa alterazione ferritica, mentre riconosce un solo *glacis* policiclico nel settore orientale. L'età dei depositi continentali, riferita al Pleistocene, è definita sulla base dei rapporti geometrici con quelli tirreniani presenti nei settori costieri.

PALA & VACCA (1980) studiano due ordini di terrazzi alluvionali nel territorio tra Samassi, Serramanna e Villacidro, analizzandoli dal punto di vista geopedologico e idrogeologico; VACCA (1983) studia inoltre il territorio ad E di Villacidro caratterizzandolo dal punto di vista geomorfologico e geopedologico,

distinguendo diversi episodi alluvionali che attribuisce al Pleistocene Inferiore, Medio e superiore, in parte ricoperti da alluvioni oloceniche.

Maggiore attenzione è stata dedicata invece ai depositi marini quaternari. ISSEL (1914) istituisce il Piano Tirrenico a Is Mesas di Calamosca (Cagliari). La stessa età viene attribuita ai sedimenti affioranti ad Is Arenas (PECORINI & POMESANO CHERCHI, 1969), a Nora e nel Sinis. ULZEGA *et alii* (1980; 1982) e ULZEGA & OZER (1982) sintetizzano i dati e le osservazioni sul Tirreniano presente lungo le coste sarde, localmente sormontate da sedimenti eolici con intercalati paleosuoli fossiliferi. ULZEGA & HEARTY (1986) analizzano i depositi marini quaternari in dieci località della Sardegna meridionale e forniscono un inquadramento geomorfologico e stratigrafico aggiornato del Quaternario marino, compendiato da risultati analitici isotopici (a I_{II}/I_{IIe}) sulle conchiglie di *Glycymeris* ed *Arca* che confermano un'età tirreniana (*stage 5e*) per nove dei depositi esaminati. ULZEGA (1995) infine mette in risalto l'importanza dei dati geocronologici dettagliati per la correlazione dei vari depositi tirreniani nel Golfo di Cagliari.

Ulteriori conoscenze stratigrafiche sul *graben* campidanese provengono da sondaggi profondi realizzati dalla SAIS per la ricerca di idrocarburi: Campidano 1, Oristano 1 e Oristano 2 (MARTINIS, 1969), le cui stratigrafie sono state studiate rispettivamente da PECORINI & POMESANO CHERCHI (1969), TILIA ZUCCARI (1969) e POMESANO CHERCHI (1971).

Sulla struttura tettonica del Campidano meridionale, ritenuta da CAVINATO (1939) "...una grande sinclinale tettonica modellatasi prima della deposizione dei terreni permiani...", si ritrovano cenni nei lavori di vari Autori (LA MARMORA, 1857; FERUGLIO, 1924; TEICHMÜLLER, 1931; GORTANI, 1935; GORTANI & LIPPARINI, 1935; MINUCCI, 1935b; 1935c; MONTALDO, 1950; VARDABASSO, 1962) che concordano nel definire recente la fossa tettonica campidanese.

Successivamente COCOZZA & SCHÄFER (1974) ritengono che i *graben* cenozoici mostrano stretta relazione con l'evoluzione geo-tettonica del bacino mediterraneo occidentale, mentre CHERCHI & MONTADERT (1982; 1984) ne confermano l'ipotesi, interpretandoli come un sistema di *rift* attivo dall'Oligocene all'Aquitano, concomitante con la roto-traslazione della microplacca sardo-corsa, legato ad una zona di subduzione ad E della Sardegna; l'evoluzione strutturale *post-tercica* è caratterizzata da un regime distensivo cui si intercalano, nel Terziario, due fasi compressive che condizionano fortemente i processi sedimentari, originando depositi che riflettono le varie fasi dell'apertura e dell'evoluzione del *rift*. In questo contesto si sedimentano i depositi terziari *pre-rift* della formazione del Cixerri e quelli *sin-rift* della formazione di Ussana, la formazione della Marmilla e i calcari di Villagrecia.

Il *rift* oligo-miocenico sardo ("Fossa sarda" VARDABASSO, 1962) è distinto dal *graben* plio-quaternario del Campidano (PECORINI & POMESANO CHERCHI, 1969;

POMESANO CHERCHI, 1971): quest'ultimo si sovrappone alla parte sud-occidentale della fossa oligo-miocenica, riattivando parzialmente le faglie oligo-mioceniche.

Ulteriori contributi alla conoscenza del Campidano vengono forniti dagli studi geologici e idrogeologici di PALA & VACCA (1980) e PALA *et alii* (1982), mentre BERTORINO *et alii* (1981; 1982) si interessano delle caratteristiche idrogeochimiche delle acque naturali di falde superficiali e di pozzi profondi e delle acque termali della Sardegna meridionale.

Negli stessi anni, BALIA *et alii* (1984) analizzano i dati geofisici di un rilievo magnetico al suolo condotto nel 1981; CIMINALE *et alii* (1985) correlano le principali anomalie con la geologia ed i sistemi di faglie principali. I caratteri geologici e strutturali del Campidano vengono ulteriormente studiati da BALIA *et alii* (1987) e da SCHNEGG *et alii* (1987) attraverso l'interpretazione di profili aeromagnetici, evidenziando un approfondimento maggiore del bordo orientale del *graben* del Campidano rispetto a quello occidentale; lungo il bordo occidentale "...il *graben* sembra approfondirsi rapidamente tra Decimomannu e Villacidro e poi risale nuovamente verso Pabillonis...". Nuovi contributi si devono agli studi di BALIA *et alii* (1991a; 1991b) che attraverso l'analisi e l'interpretazione di dati geofisici propongono un modello stratigrafico-strutturale del *graben* del Campidano.

Il recente lavoro di CASULA *et alii* (2001) propone una ricostruzione tettono-sedimentaria relativa al sistema di *graben* cenozoico della Sardegna meridionale, basata sia sulle osservazioni di campagna, sia sulla interpretazione di profili sismici realizzati in seno ad un Progetto di Ricerca AGIP-Progemisa sugli Idrocarburi del Campidano. Attraverso l'analisi dei principali eventi strutturali oligo-miocenici e plio-pleistocenici legati all'evoluzione geodinamica del Mediterraneo occidentale, si pone in evidenza come una variazione di polarità delle faglie principali che bordano il *rift* oligo-miocenico abbia originato entro il Campidano una zona centrale in rilievo (*horst-type twist zone*), separando il bacino di Oristano da quello di Cagliari. Quest'ultimo si ritiene interessante per l'esplorazione di idrocarburi, sebbene l'inversione del bacino (*uplift*) durante il Messiniano ne avrebbe notevolmente ridotto le potenzialità.

III - INQUADRAMENTO GEOLOGICO

In Sardegna sono presenti tre grandi complessi geologici: il basamento metamorfico paleozoico, il complesso intrusivo tardo-paleozoico, le coperture sedimentarie e vulcaniche tardo-paleozoiche, mesozoiche e cenozoiche (tav.1).

Il Foglio 547 "Villacidro" è costituito prevalentemente da sedimenti e subordinate vulcaniti di età cenozoica; solo nella parte SW affiorano originarie rocce sedimentarie paleozoiche deformate e variamente metamorfosate durante l'Orogenesi ercinica, intruse da rocce granitoidi appartenenti all'esteso plutone tardo-paleozoico dell'Arburese.

1. - BASAMENTO METAMORFICO PALEOZOICO

Il basamento paleozoico sardo rappresenta un segmento della Catena ercinica sud-europea che in origine era verosimilmente in continuità col Massiccio Centrale Francese, i Mauri e la Montagna Nera (ARTHAUD & MATTE, 1977), prima del distacco e della deriva del Blocco sardo-corso nel Miocene Inferiore. In accordo con la maggior parte degli autori, la Catena ercinica si sarebbe evoluta mediante subduzione di crosta oceanica e metamorfismo di alta pressione a partire dal Siluriano e collisione continentale, con importante ispessimento crostale, metamorfismo e magmatismo, durante il Devoniano e il Carbonifero (MATTE, 1986a; 1986b; CARMIGNANI *et alii*, 1994b *cum bibl.*).

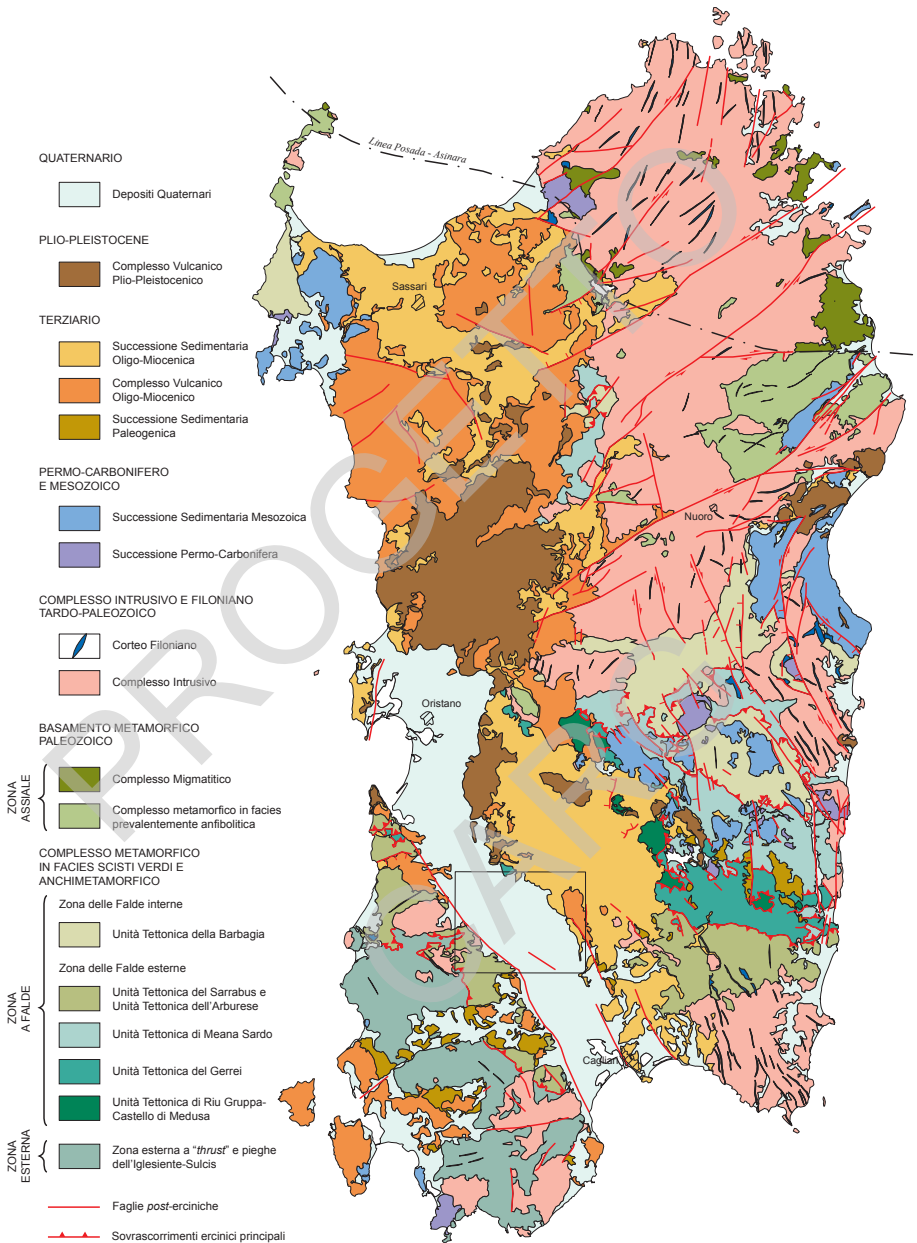
Nel segmento ercinico sardo la geometria collisionale della catena risulta ancora ben riconoscibile. Secondo CARMIGNANI *et alii* (1992c; 1994b; 2001c), il “Complesso metamorfico di alto grado” che affiora nella Sardegna settentrionale rappresenta il margine armoricano sovrascorso, mentre il “Complesso metamorfico di basso e medio grado”, a sua volta suddiviso in Falde interne e Falde esterne ed affiorante nella Sardegna centrale, sud-orientale e, in parte, sud-occidentale, rappresenta il margine di Gondwana subdotto. I due complessi metamorfici sono separati dalla Linea di sutura Posada-Asinara, lungo la quale affiorano relitti di crosta oceanica (CAPPELLI, 1991). La fase collisionale è associata ad un metamorfismo progrado di pressione intermedia e grado variabile da S verso N dalla facies degli scisti verdi a quella anfibolitica, quest’ultima sviluppata solo in prossimità della Linea Posada-Asinara; metamorfismo e deformazione aumentano poi di intensità passando dalle unità tettoniche geometricamente superiori a quelle inferiori.

Il basamento paleozoico del Foglio Villacidro fa parte delle Falde esterne. Esse affiorano tra la Barbagia e il Sulcis-Iglesiente e sono costituite da originarie successioni sedimentarie e vulcaniche di età compresa tra il Cambriano e il Carbonifero Inferiore. Queste falde si sono messe in posto con traslazione da NE verso SW nell’avanfossa della catena durante il Dinantiano. Il metamorfismo *sin-cinematico* delle Falde esterne varia dall’anchizona alla facies degli scisti verdi. Nelle Falde esterne, rocce metamorfiche in facies anfibolitica affiorano solo al M. Grighini (Oristanese), in corrispondenza della culminazione assiale di una pronunciata antiformentale di falde (Antiforme del Flumendosa) diretta NW-SE, che si può riconoscere per una lunghezza di circa 100 km dal M. Grighini alla foce del fiume Flumendosa (Sarrabus).

La sezione più completa nelle Falde esterne è descritta nella bassa valle del Flumendosa (CARMIGNANI & PERTUSATI, 1977; CARMIGNANI *et alii*, 1978), dove affiora l’unità tettonica più profonda, l’Unità di Riu Gruppa, sottostante all’Unità del Gerrei, che a sua volta è sormontata, sul fianco settentrionale dell’antiforme, dall’Unità di Meana Sardo e, su quello meridionale, dall’Unità del Sarrabus. Queste unità tettoniche sono state impilate e deformate in un cuneo di accrezione radicato sotto le Falde interne, durante le fasi collisionali e di ispessimento crostale dell’Orogenesi ercinica.

Successivamente, durante il Carbonifero Superiore e il Permiano, un’importante tettonica distensiva *post-collisionale* si sovrappone alle strutture collisionali, portando all’esumazione delle metamorfite ed alla messa in posto del “Complesso intrusivo tardo-paleozoico”.

Il basamento ercinico affiorante nel Foglio Villacidro è rappresentato da rocce metamorfiche di anchizona-epizona appartenenti prevalentemente all’Unità tettonica dell’Arburese, alla Zona esterna dell’Iglesiente-Sulcis e all’Unità tettonica del Gerrei, che costituiscono tre domini con caratteristiche litostrati-



Tav. 1 - Schema stratigrafico-strutturale della Sardegna. Il rettangolo indica l'ubicazione del Foglio 547 "Villacidro". Da PROGEMISA S.P.A., 2009.

grafiche, strutturali e metamorfiche differenti. In questo Foglio è visibile l'accavallamento tettonico della Zona a falde (Unità dell'Arburese) sulla Zona esterna (Iglesiente-Sulcis) della Catena.

In seno alla successione stratigrafica del Paleozoico sardo sono presenti importanti discordanze stratigrafiche. La più antica, nota come "Discordanza sarrabese" (CALVINO, 1959; 1961) è stata attribuita (BARCA *et alii*, 1987; 1988) alla "Fase sarda" (STILLE, 1939) dell'Iglesiente e separa la successione del Cambriano - Ordoviciano Inferiore dal sovrastante complesso vulcano-sedimentario dell'Ordoviciano Medio. La seconda è una *non-conformity* tra il complesso vulcanico subaereo meso-ordoviciano e la successione trasgressiva dell'Ordoviciano Superiore ("Trasgressione caradociana" *Auct.*). La terza discordanza si osserva alla base della successione terrigena *sin-orogenica* del Carbonifero Inferiore: questo contatto appare quasi sempre tettonizzato e sulla sua originaria natura stratigrafica o tettonica mancano ancora dati certi.

Le successioni comprese tra queste discordanze sono classificabili come "Unconformity Bounded Stratigraphic Units" (UBSU) o "Sintemi" (ISSC, 1987; 1994). Esse sono state informalmente così definite:

- Successione terrigena del Cambriano - Ordoviciano Inferiore pre-Discordanza sarrabese;
- Successione vulcano-sedimentaria dell'Ordoviciano Medio;
- Successione terrigena e carbonatica dell'Ordoviciano Superiore - Devoniano - Carbonifero Inferiore;
- Depositi *sin-tettonici* tipo "*Culm*" (Carbonifero Inferiore).

Nel Foglio Villacidro risultano presenti le prime tre successioni, mentre non sono stati rilevati i depositi del "*Culm*" eocarbonifero.

La "Successione terrigena del Cambriano - Ordoviciano Inferiore" è una potente successione di originari depositi arenacei e siltosi, nota in letteratura con il nome di Arenarie di San Vito nel Sarrabus e nel Gerrei (CALVINO, 1963; 1972) e formazione di Solanas in Barbagia e Sarcidano (MINZONI, 1975). Tali depositi avrebbero subito una debole deformazione nell'Ordoviciano Inferiore ("Fase sarda" o "Fase sarrabese" *Auct.*). Si tratta di depositi di conoidi sottomarine che rappresentano facies più distali rispetto ai depositi misti terrigeni e carbonatici coevi della Zona esterna della Sardegna SW. La transizione da SW a NE, da un ambiente di piattaforma terrigeno-carbonatica (Iglesiente-Sulcis) ad un ambiente di scarpata continentale distale (Sardegna SE) consente di ipotizzare il profilo di un margine continentale passivo persistente dal Cambriano fino all'Ordoviciano Inferiore, che viene riferito al margine settentrionale di Gondwana (CARMIGNANI *et alii*, 1992c).

La "Successione vulcano-sedimentaria dell'Ordoviciano Medio" caratterizza tutte le Falde esterne ed è costituita da grandi spessori di metavulcaniti e metaeclastiti prevalentemente subaeree, discordanti sulle metarenarie cambro-ordovi-

ciane. Questi prodotti magmatici, di composizione da andesitica a riolitica, sono attribuiti allo sviluppo di un arco vulcanico su crosta continentale, connesso con una fase di subduzione dell'Oceano Sud-Armoricano al di sotto del margine nord-gondwaniano divenuto attivo (v. fig.2 in CARMIGNANI *et alii*, 1994b). Un'originaria zonazione dell'arco vulcanico spiegherebbe le sensibili variazioni di composizione, spessore e presenza o meno delle vulcaniti nelle diverse unità tettoniche della Zona a falde (v. fig.3 in CARMIGNANI *et alii*, 1994b).

La "Successione terrigena e carbonatica dell'Ordoviciano superiore - Devoniano - Carbonifero Inferiore" nella sua porzione iniziale testimonia la trasgressione marina sugli apparati vulcanici ordoviciani ("Trasgressione caradociana" *Auct.*) ed è rappresentata da depositi detritici anche grossolani, di ambiente costiero (Caradoc), seguiti da depositi pelitico-arenacei con intercalazioni carbonatiche di ambiente neritico più profondo (Ashgill).

Le successioni dell'Ordoviciano Superiore mostrano una grande variabilità di facies: i prodotti dello smantellamento degli apparati vulcanici subaerei sono infatti fortemente dipendenti sia dalla locale morfologia della superficie di trasgressione, che dalla natura del litotipo trasgredito. Con l'Ordoviciano Superiore si realizza anche un'importante variazione dell'ambientazione geodinamica da margine attivo nuovamente a margine passivo. Al diffuso vulcanismo orogenico dell'Ordoviciano Medio segue infatti nel Caradoc-Ashgill una più modesta attività vulcanica, caratterizzata nella Sardegna meridionale da basalti intraplacca che testimoniano una tettonica distensiva, cui è da riferire il collasso dell'arco vulcanico calcalcalino (per cessazione della subduzione) e la conseguente trasgressione caradociana.

Nel dominio marino instauratosi alla fine dell'Ordoviciano si stabilisce sempre più una uniformità di sedimentazione che perdura anche nel Siluriano e nel Devoniano e Carbonifero Inferiore (Tournaisiano o Dinantiano). L'ambiente di sedimentazione è di mare aperto relativamente poco profondo, come provano i resti fossili di faune pelagiche a tentaculiti, conodonti, cefalopodi, con apporti da terre emerse scarsi o assenti ("piattaforma carbonatica devoniana" *Auct.*) e frequenti condizioni riducenti sul fondo, soprattutto nel Siluriano (*black shales*).

I successivi "Depositi *sin*-tettonici tipo *Culm*" del Carbonifero Inferiore (Dinantiano), anch'essi coinvolti nell'Orogenesi ercinica, sono noti come formazione di Pala Manna (BARCA, 1981; 1991; BARCA *et alii*, 1992) e affiorano estesamente nelle Unità tettoniche del Sarrabus, del Gerrei e del Sulcis (BARCA *et alii*, 2005; 2009; CARMIGNANI *et alii*, 2001a; 2001b). Generalmente sono costituiti da alternanze di metarenarie, metasiltiti e metapeliti, con frequenti intercalazioni di metaconglomerati, metabrecce con grandi olistoliti, e metavulcaniti.

Questi depositi *sin*-orogenici di avanfossa, derivanti probabilmente dallo smantellamento delle porzioni più interne precocemente deformate ed emerse della Catena ercinica, non affiorano nel Foglio Villacidro.

2. - COMPLESSO INTRUSIVO E FILONIANO TARDO-PALEOZOICO

Nel settore occidentale del Foglio Villacidro affiorano granitoidi e sistemi filoniani riferibili al magmatismo *post-collisionale* tardo-paleozoico, che in Sardegna comprende una notevole varietà di prodotti ignei intrusivi ed effusivi.

I prodotti intrusivi appartengono al “Batolite sardo-corso”, il quale risulta costituito da un insieme molto eterogeneo di litotipi riferibili ad associazioni a differente affinità petrochimica. Si tratta di plutoni coalescenti, con grande variabilità composizionale rappresentata in gran parte da tonaliti, granodioriti, monzograniti e monzograniti a tendenza marcatamente leucocrata, il cui carattere prevalentemente calcalalino e metalluminoso è stato messo in evidenza da numerosi studi petrografici, mineralogici e geochimici (DI SIMPLICIO *et alii*, 1975; ORSINI, 1976; 1980; BRALIA *et alii*, 1981; ROSSI, 1986; POLI *et alii*, 1989; ROSSI & COCHERIE, 1991; POLI & TOMMASINI, 1999). A questi si associano subordinati plutoni a carattere peralluminoso, costituiti in prevalenza da granodioriti e monzograniti a due miche e talora a cordierite (OGGIANO & DI PISA, 1988; SECCHI *et alii*, 1991; DI VINCENZO & GHEZZO, 1996; DI VINCENZO *et alii*, 1996).

Le datazioni assolute coi metodi K-Ar e Rb-Sr a tutt'oggi note suggeriscono per i granitoidi sardi una sequenza di messa in posto a livelli alto-crosta in un intervallo di tempo compreso fra circa 310 e 280 Ma e cioè tra il Carbonifero Superiore e il Permiano Inferiore (DEL MORO *et alii*, 1975; 1991; DI SIMPLICIO *et alii*, 1975; FERRARA *et alii*, 1978; BECCALUVA *et alii*, 1985; COCHERIE, 1985; SECCHI *et alii*, 1991; BROTZU *et alii*, 1994).

I rapporti giacaturali fra le diverse intrusioni ed i dati di geocronologia isotopica evidenziano una sequenza di messa in posto dove le intrusioni tonalitiche, granodioritiche e monzogranitiche sono nell'ordine quelle più antiche, a partire da circa 310 Ma sino a circa 295 Ma (DEL MORO *et alii*, 1975; COCHERIE, 1985), generate e messe in posto nelle fasi terminali dello stadio di riesumazione; le intrusioni di leucograniti *l.s.* sono anche più recenti (285-290 Ma) e messe in posto dopo lo stadio principale di riesumazione del basamento (DEL MORO *et alii*, 1975; ORSINI, 1980; BRALIA *et alii*, 1981; GHEZZO & ORSINI, 1982; COCHERIE, 1985; COCHERIE *et alii*, 2005). Per le intrusioni peralluminose sono riportate età di messa in posto di 300-305 Ma (CARMIGNANI *et alii*, 1978; MACERA *et alii*, 1989; DI VINCENZO & GHEZZO, 1996).

La costruzione del batolite fra il Carbonifero Superiore e il Permiano Inferiore è pertanto contemporanea alla tettonica *post-collisionale* della catena ercinica, caratterizzata dalla sua riesumazione in regime estensionale con transizione alla fase anorogenica (CARMIGNANI *et alii*, 1992a; 1992b; 1992c; 1994a; 1994b).

Le intrusioni sono predominanti nella Zona assiale (Sardegna settentrionale) mentre, procedendo verso la Zona a falde nella Sardegna centro-meridionale, esse

costituiscono vari massici intrusivi, sempre alto-crosta, isolati entro il complesso metamorfico di basso grado (complessi intrusivi dell'Arburese, del Sarrabus, dell'Iglesiente-Sulcis).

Tra le differenti ipotesi genetiche prospettate per queste intrusioni, evinte sulla base dei loro eterogenei aspetti petrogenetici, sono stati proposti processi di anatessi crostale, di derivazione dal mantello, di interazione e *mixing* fra magmi basici subcrosta e acidi anatectici, di cristallizzazione frazionata (BRALIA *et alii*, 1981; POLI *et alii*, 1989; POLI & TOMMASINI, 1991; ROSSI & COCHERIE, 1991; TOMMASINI & POLI, 1994; TOMMASINI *et alii*, 1995; DI VINCENZO & GHEZZO, 1996; COCHERIE *et alii*, 2005).

I caratteri geologici e petrografici suggeriscono che anche nella parte frontale dell'edificio a falde, come nel caso dell'Arburese e del Sarrabus, la messa in posto delle rocce granodioritico-tonalitiche, che generalmente presentano tessiture più o meno marcatamente foliate, si è realizzata in ambiente tardo-tettonico (SECCHI *et alii*, 1991; SECCHI & D'ANTONIO, 1996).

Durante il tardo-Carbonifero ed il Permiano nel Blocco sardo-corso-provenzale, così come in altre vaste aree dell'orogene ercinico, l'attività magmatica si è anche realizzata con prodotti effusivi prevalentemente a chimismo intermedio-acido ed affinità inizialmente calcicalina e successivamente alcalina (BONIN *et alii*, 1998; CORTESOGNO *et alii*, 1998), prodotti che però non risultano presenti nell'area del Foglio Villacidro.

Tutto il basamento e parte della sua copertura permo-carbonifera (TRAVERSA, 1969) risultano infine iniettati da sistemi di filoni che comprendono termini di composizione ed età assai variabili (TRAVERSA, 1979; ORSINI, 1980; GHEZZO & ORSINI, 1982; BECCALUVA *et alii*, 1985; ATZORI & TRAVERSA, 1986; VACCARO *et alii*, 1991; TRAVERSA & VACCARO, 1992; RONCA & TRAVERSA, 1996).

3. - SUCCESSIONI MESOZOICHE E CENOZOICHE

Durante il Mesozoico la Sardegna non è stata interessata da importanti movimenti tettonici né da attività magmatica. Pur tenendo conto delle brevi e parziali trasgressioni meso-triassica (Muschelkalk) e liassica (Sardegna occidentale), durante il Triassico e il Giurassico inferiore (Lias) la Sardegna costituiva un alto strutturale in gran parte emerso che nella paleogeografia alpina probabilmente rappresentava una propaggine del Dominio Brianzone.

Questo alto strutturale fu più estesamente trasgredito solo a partire dal Dogger, i cui depositi dolomitici e calcarei di ambiente neritico ricoprono in discordanza sia il basamento ercinico, che la successione continentale stefaniano-permiana o permo-triassica.

Nella successione mesozoica (Giurassico-Cretacico) della Nurra e del Sulcis è poi ben documentata una lacuna meso-cretacica, talvolta associata a discordanza angolare (“lacuna bauxitica”).

Una nuova emersione, che interessò l’intera Isola, si manifestò alla fine del Cretacico e perdurò per quasi tutto il Paleocene.

Nel Foglio Villacidro non affiorano sedimenti mesozoici, diffusi però in tutta la Sardegna centro-orientale e localmente anche nella Sardegna sud-occidentale e nord-occidentale; si sono invece preservati piccoli lembi dei depositi trasgressivi dell’Eocene Inferiore, maggiormente rappresentati in altri settori della Sardegna meridionale (PECORINI & POMESANO CHERCHI, 1969; MURRU & SALVADORI, 1990; BARCA & COSTAMAGNA, 2000; CARMIGNANI *et alii*, 2001a; 2001b; PERTUSATI *et alii*, 2002a; 2002b *cum bibl.*). Verosimilmente in relazione con la fase tettonica pirenaica (BARCA & COSTAMAGNA, 1997; 2000; CARMIGNANI *et alii*, 2004), nell’Eocene medio-superiore si ristabiliscono in tutta l’Isola condizioni di continentalità, che perdurano per quasi tutto l’Oligocene, come risulta dai depositi fluviali e lacustri riferiti a tale intervallo di tempo presenti anche nel Foglio Villacidro (formazione del Cixerri, PECORINI & POMESANO CHERCHI, 1969).

Nell’Oligocene superiore - Miocene Inferiore il Blocco sardo-corso subisce i contraccolpi della collisione nord-appenninica, di cui rappresenta il retropaese. In questo periodo nella Sardegna centro-settentrionale, così come nella Corsica ercinica, è attiva una importante tettonica trascorrente (CARMIGNANI *et alii*, 1994a; PASCI, 1995), con sistemi di faglie che seguono i lineamenti tettonici e le discontinuità del basamento ercinico.

In concomitanza con tale evento geodinamico si manifesta in Sardegna il cosiddetto “ciclo vulcanico calcocalino oligo-miocenico”, cui si deve la messa in posto di grandi volumi di prodotti ignei, sia effusivi che esplosivi, con chimismo da basico-intermedio (basaltico-andesitico) ad acido (riodacitico-riolitico). Vulcaniti riferibili a tale ciclo sono presenti nel settore orientale del Foglio Villacidro (distretto vulcanico di Serrenti-Furtei). La parte meridionale dell’Isola appare scarsamente interessata dalle dinamiche trascorrenti oligo-mioceniche. In quest’area sono attribuiti all’Oligocene superiore - ?Aquitano Inferiore solo alcuni depositi, da continentali a marino-litorali che, con spessori molto modesti, affiorano anche nel Foglio Villacidro (formazione di Ussana, PECORINI & POMESANO CHERCHI, 1969).

Durante il Miocene inferiore-medio, contemporaneamente alla rotazione del Blocco sardo-corso (Burdigaliano) e all’apertura del Bacino Balearico e del Tirreno centro-settentrionale, si sviluppa tra il Golfo di Cagliari e quello dell’Asinara un sistema di fosse (“Fossa Sarda”: VARDABASSO, 1962; “*Rift* sardo”: CHERCHI & MONTADERT, 1982; 1984) con sedimentazione prevalentemente marina, con associati notevoli spessori di vulcaniti calcocaline, in parte sottomarine.

A partire dal Miocene Superiore e fino al Pliocene-Pleistocene, tutta l'Isola è interessata da una nuova, importante fase distensiva da riferire all'apertura del Tirreno centro-meridionale, la quale favorisce una breve e localizzata (penisola del Sinis, Campidano di Cagliari e di Oristano, Orosei) ingressione marina nel Pliocene Inferiore. A questa tettonica distensiva sono da imputare le estese manifestazioni vulcaniche plio-pleistoceniche dell'Isola, prevalentemente basiche e ad affinità alcalina, transizionale e tholeiitica, di età isotopica compresa tra 5,3 e 0,14 Ma (BECCALUVA *et alii*, 1978), nonché l'impostazione del *graben* subsidente del Campidano, colmato da potenti depositi detritici continentali plio-pleistocenici (formazione di Samassi, PECORINI & POMESANO CHERCHI, 1969; "Alluvioni antiche" *Auct.*)

Sia i sedimenti marini del Miocene inferiore-?medio che, più estesamente, i depositi quaternari sono ampiamente rappresentati nel Foglio Villacidro, mentre i sedimenti del Pliocene inferiore marino e del Pliocene Medio-Inferiore (formazione di Samassi *Auct.*) sarebbero presenti unicamente nel sottosuolo del Campidano come risulta dallo studio dei sondaggi (POMESANO CHERCHI, 1971, TILIA ZUCCARI, 1969; PECORINI & POMESANO CHERCHI, 1969).

PROGETTO
CARG

IV - STRATIGRAFIA

Nella Carta Geologica del Foglio 547 “Villacidro” sono stati distinti tre gruppi di unità cartografiche:

- a) “unità non formali”, già usate nei fogli in scala 1:100.000 del Servizio Geologico Nazionale (CARIMATI *et alii*, 1980) (es: arenarie di San Vito, *etc.*);
- b) “unità con nomi tradizionali” (es.: Scisti a Graptoliti, *etc.*);
- c) “insiemi litologici” (es.: depositi alluvionali, filoni di porfido riolitico, *etc.*).

Per le sigle delle unità cartografate è stata adottata la convenzione accettata dal Comitato Geologico, distinguendo:

- le formazioni, con tre lettere maiuscole;
- gli insiemi litologici, con due lettere minuscole;
- i membri, aggiungendo un numero a pedice della sigla della formazione;
- le litofacies, aggiungendo una lettera minuscola a pedice della sigla della formazione.

Le unità litostratigrafiche distinte vengono qui di seguito descritte secondo il seguente ordine, dal basso verso l’alto:

- basamento metamorfico paleozoico;
- complesso intrusivo e filoniano tardo-paleozoico;
- successioni vulcano-sedimentarie terziarie;
- depositi quaternari.

1. - BASAMENTO METAMORFICO PALEOZOICO

1.1. - ATTRIBUZIONI BIOSTRATIGRAFICHE

Il lento progredire delle acquisizioni stratigrafiche sul basamento paleozoico sardo è dovuto essenzialmente alle difficoltà di interpretazione dei caratteri metamorfici e delle intense deformazioni subite dalle rocce.

Solo da tempi relativamente recenti si è in grado di documentare una dettagliata stratigrafia, basata su ormai numerosi dati paleontologici, qui di seguito sintetizzati, i quali garantiscono una buona definizione delle successioni stratigrafiche affioranti.

Nella formazione delle arenarie di San Vito dell'Unità tettonica del Sarrabus è stato documentato con acritarchi il Cambriano medio, il Cambriano Superiore e l'Ordoviciano Inferiore (BARCA *et alii*, 1982b; 1988).

Nell'Unità tettonica del Gerrei, NAUD & PITTAU DEMELIA (1985) e BARCA *et alii* (1984) hanno documentato, sempre con acritarchi, il Cambriano Superiore e l'Ordoviciano Inferiore.

BARCA *et alii* (1982a) descrivono una associazione di acritarchi dell'Ordoviciano Inferiore nell'Unità tettonica dell'Arburese. Trilobiti dell'Ordoviciano Inferiore (Arenig) ed altri fossili sono segnalati da PILLOLA & LEONE (1997) nel Sarrabus (valle del Riu Ollastu) a NE del Foglio Cagliari.

La Successione vulcano-sedimentaria dell'Ordoviciano Medio viene datata in base all'età delle formazioni sottostanti (Cambriano medio - Ordoviciano Inferiore) e dei sedimenti fossiliferi dell'Ordoviciano Superiore (Caradoc-Ashgill) trasgressivi sugli apparati vulcanici.

La Successione terrigena e carbonatica dell'Ordoviciano Superiore - Devoniano è l'intervallo paleontologicamente meglio documentato di tutto il Paleozoico della Sardegna sud-orientale. In particolare:

- i livelli fossiliferi contenuti nei metasedimenti della trasgressione caradociana *Auct.* (formazioni di Punta Serpeddi, di Orroledu, di Rio San Marco, argiloscisti del Riu Canoni) in vari settori della Zona a falde (Sarrabus, Gerrei, Sarcidano, Barbagia, Arburese) vengono assegnati al Caradoc-Ashgill in base ai numerosi studi sulla ricca associazione bentonica presente, in particolare sui brachiopodi (VINASSA DE REGNY, 1927; 1941; TEICHMÜLLER, 1931; HELMCKE, 1973; GIOVANNONI & ZANFRÀ, 1979; NAUD, 1979; HAVLÍČEK *et alii*, 1986), briozoi (TEICHMÜLLER, 1931; CONTI, 1990), trilobiti (LEONE *et alii*, 1991; HAMMAN & LEONE, 1997), echinodermi (MACCAGNO, 1965), graptoliti (ŠTORCH & LEONE, 2003);
- il Siluriano è ben documentato negli *Scisti a Graptoliti Auct.* in numerose, alcune ormai classiche, località fossilifere (Goni, Ballao, Armungia, Silius,

Gadoni, *etc.*) sulla base dei graptoliti (GORTANI, 1922; TEICHMÜLLER, 1931; HELMCKE, 1973; BARCA & JÄGER, 1990), dei conodonti studiati negli orizzonti carbonatici intercalati (BARCA *et alii*, 1992; CORRADINI & OLIVIERI, 1996; FERRETTI & SERPAGLI, 1996) e dei cefalopodi nautiloidei (GNOLI, 1993);

- il Devoniano è documentato nel complesso degli argilloscisti e metacalcari, sulla base di conodonti (ALBERTI, 1963; OLIVIERI, 1970; SPALLETTA & VAI, 1982; BARCA *et alii*, 1986b; BARCA *et alii*, 2000) e tentaculiti (ALBERTI, 1963), ma anche in base a graptoliti (HELMCKE, 1973; JÄGER, 1977), trilobiti, cefalopodi ammonoidei (*Clymenia* e *Goniatites* nei calcari di Villasalto; LOVISATO, 1894);
- il Carbonifero Inferiore (Tournaisiano) di ambiente marino è stato documentato con sicurezza nei calcari di Villasalto a M. Taccu (S. Nicolò Gerrei) sulla base dei conodonti (BARCA *et alii*, 2000); il riesame da parte di CORRADINI (1998) della sezione stratigrafica di Corona Mizziu nei pressi di Villasalto ha escluso la presenza del Carbonifero Inferiore in precedenza segnalato da OLIVIERI (1970).

I depositi sintettonici tipo “*Culm*” (formazione di Pala Manna: BARCA, 1981; 1991), sono riferiti al Carbonifero Inferiore e/o Medio sulla base di conodonti del Devoniano Superiore (Frasniano, Famenniano) rinvenuti nei ciottoli (BARCA & SPALLETTA, 1985) e nei grandi olistoliti calcarei inclusi nel *flysch* del Sarrabus (BARCA, 1991; BARCA & OLIVIERI, 1991).

1.2. - ZONA ESTERNA DELL'IGLESIENTE-SULCIS

L'Unità dell'Iglesiente-Sulcis, facente parte della Zona esterna (o Avampae), è rappresentata nel Foglio 547 “Villacidro” da litologie interessate da un metamorfismo di anchizona-epizona.

Le unità cartografate, presenti in limitati affioramenti lungo il bordo occidentale ed al vertice sud-occidentale della sezione III “Villacidro”, sono rappresentate da una successione di età compresa tra l'Ordoviciano Superiore e il Devoniano Inferiore.

Sebbene il sensibile metamorfismo termico obliteri in parte le originarie caratteristiche litologiche e paleontologiche degli affioramenti, sulla base di analogie litologiche si è convenuto di attribuire tali unità formazionali alle successioni *post-cambriane* come proposte da LEONE *et alii*, 2002 (tav.2) per l'Ordoviciano Superiore e da GNOLI *et alii* (1990) e CORRADINI *et alii*, 2002 (tav.3) per il Siluriano-Devoniano.

A partire dalla più antica sono state qui cartografate le formazioni descritte in seguito.

Sistema	Serie	Piano	FORMAZIONI			BIOSTRATIGRAFIA								
			SARDEGNA			Sardegna SW	GERREI							
			SW autoctono	SE Zona a falde			Biozona	Graptoliti	Conodonti					
D E V O N I A N O	PRAGIANO			Calcani a <i>Clymenia</i>										
				"Tentaculitic Shales and Limestones"					F. di MASON PORCUS	Scisti a Graptoliti, Auct. p.p.	"Upper Graptolitic Shales"	Zona a <i>Icriodus woschmidti</i>	<i>herynicus</i>	<i>Pe. pesavis</i>
													<i>praeherynicus</i>	<i>A. delta</i>
	LOCHKOVIANO						<i>uniformis</i>	<i>O. eurekaensis</i> <i>I. w. woschmidti</i>						
	S I L U R I A N O	PRIDOLIANO							<i>Bouceki-trasgrediens</i>	<i>Oul. El. detortus</i>				
									<i>Branikensis-lochkoviensis</i>	<i>O. remscheidensis</i> I.Z				
									<i>Parulitimus-ultimus</i>					
		LUDLOWIANO	F. di FLUMINIMAGGIORE		Calcani a <i>Orthisceras</i> , Auct.					<i>formosus</i>	<i>O. crisper</i> <i>O. snajdri</i>			
										<i>Kozlowskii-boh. tenuis</i>	<i>Pe. latialata</i>			
										Zona a <i>Polignatoides siluricus</i>	<i>leintwardinensis</i>	<i>P. siluricus</i>		
Zona a <i>Ancoradella ploeckensis</i>										<i>scanicus</i>	<i>A. ploeckensis</i>			
										<i>nilssoni</i>	<i>O.e. hamata</i> <i>K. v. variabilis</i> I.Z.			
										<i>ludensis</i>	<i>K. crassa</i> <i>O. bohemica</i>			
Zona a <i>Ozarkodina bohemica</i>										<i>praedeubeli-deubeli</i> <i>parvus-nassa</i>				
Zona a <i>Ozarkodina sagitta sagitta</i>	<i>lungreni</i>									<i>O.s. sagitta</i>				
	<i>rigidus-perneri</i>									<i>O.s. rheanana</i>				
	<i>riccartonensis-beiophorus</i>									<i>K. ranuliformis</i> I.Z.				
WENLOCKIANO	F. di GENNA MUXERRU		Scisti a Graptoliti, Auct. p.p.					<i>centrifugus-murchisoni</i>						
								Zona a <i>Pterosphatodus amorphognathoides</i>	<i>Lapworthi-insectus</i>	<i>Pt. am. amorphognathoides</i>				
									<i>Spiralis</i> I.Z.					
									<i>griestonensis-crenulata</i>	<i>Pt. celloni</i>				
								<i>Turriculatus</i> biozona (zona 22)	<i>tirriculatus crispus</i>	<i>p. tenuis-D. staurognathoides</i>				
									<i>guerichi</i> <i>sedgwickii</i> <i>convolutus</i> <i>argenteus</i>					
								<i>Triangulatus-convolutus</i> Biozona (zona 19 e 20)	<i>Triangulatus-pectinatus</i> <i>cypus</i>	<i>D. kentuckyiensis</i>				
								<i>Vesiculosus</i> biozona (zona 17)	<i>vesiculosus</i>					
								<i>Acuminatus</i> biozona (zona 16)	<i>acuminatus</i>	<i>O.? nathani</i>				

Tav. 3 - Unità litostratigrafiche e orizzonti biostratigrafici nella sequenza del Siluriano-Devoniano della Sardegna sud-occidentale (rielaborato da GNOLI et alii, 1988; 1990) e sud-orientale (da CORRADINI et alii, 2002, modificato).

1.2.1. - *Formazione di Domusnovas (DMV)*

La formazione di Domusnovas (**DMV**) (LEONE *et alii*, 1991; 1998; 2002) affiora in un'area di circa 0,5 kmq nel settore sud-occidentale della sezione III "Villacidro".

Gli affioramenti più significativi, seppur discontinui, sono osservabili lungo il versante sud-orientale di P.ta Cadumbu (vertice SW del Foglio). Si tratta in prevalenza di metarenarie grigio-verdi e metasiltiti arenacee grigie.

A causa dell'intenso metamorfismo termico non è sempre possibile distinguere le litofacies originarie dei due membri (membro di Maciurru, membro di Punta S'Argiola: LEONE *et alii*, 1991) che la caratterizzano nei settori immediatamente a S del Foglio Villacidro.

Inoltre, durante il rilevamento non sono stati osservati i metacalcari silicizzati che identificano il membro di Punta S'Argiola, mentre i litotipi metapelitici non hanno restituito faune della tipica e ricca associazione a brachiopodi nota in settori limitrofi al Foglio.

I caratteri sedimentologici e paleontologici, come predetto meglio evidenziati in sequenze affioranti nell'Iglesiente ed in località immediatamente a S del Foglio 547 "Villacidro", indicano per questi depositi un ambiente deposizionale di scarpata esterna (LEONE *et alii*, 1991).

Data l'esiguità degli affioramenti, lo spessore della formazione affiorante non è qui quantificabile.

L'età viene riferita dagli autori all'Ordoviciano Superiore (Ashgill Inferiore).

1.2.2. - *Formazione di Rio San Marco (RSM)*

La formazione di Rio San Marco (**RSM**) è costituita prevalentemente da metasedimenti silicoclastici. Affiora in un areale di circa 1 kmq posto nel settore sud-occidentale del Foglio, lungo i versanti meridionali compresi tra P.ta Sanoi e P.ta Banarba.

Gli originari quattro membri distinti da LEONE *et alii* (1991) (membri di P.ta Arenas, Cuccuruneddu, Serra Corroga e Girisi) risultano tutti cartografati nel limitrofo Foglio 556 "Assemini", anche se con limite stratigrafico incerto in prossimità del bordo carta.

Nel Foglio 547 "Villacidro", a causa dell'intenso metamorfismo termico, sono state riconosciute e cartografate solo litofacies riconducibili ai soli tre membri di Cuccuruneddu (RSM_2), di Serra Corroga (RSM_3) e di Girisi (RSM_4); non è stato possibile cartografare i termini basali grossolani del membro di P.ta Arenas (RSM_1).

Il contatto con la sottostante formazione di Domusnovas (DMV) è netto e sempre stratigrafico; il contatto tettonico con i soprastanti metacalcari silicizzati della formazione siluriana di Fluminimaggiore (FLU), che si segue solo limitatamente (per circa 100 m) a S di P.ta Banarba, è causato da elisione dei termini intermedi prodotta dall'accavallamento dell'Unità tettonica dell'Arburese.

Questa formazione è riferita ad un ambiente di sedimentazione di tipo torbiditico distale (LEONE *et alii*, 1991; 2002).

Non sono stati rinvenuti reperti fossili. In depositi simili, affioranti in alcune località dell'Iglesiente, il ritrovamento di acritarchi e chitinozoi (DEL RIO *et alii*, 1980) e rari brachiopodi (LEONE *et alii*, 1991) ha consentito di riferirne l'età all'Ordoviciano Superiore (Ashgill Sup.).

1.2.2.1. - Membro di Cuccuruneddu (**RSM₂**)

Affiora lungo una fascia grossomodo NW-SE ad E di P.ta Cadumbu. Si tratta di una sequenza ritmica di metarenarie fini a matrice siltitica da grigie a grigio-verdi, alternate a livelli subdecimetrici di peliti siltitiche chiare, con marcate laminazioni piano-parallele, incrociate e convolute, che consentono di distinguere questo membro dai litotipi della formazione di Domusnovas.

L'ambiente deposizionale viene ricondotto a quello di piattaforma interessata da processi torbiditici ed eventi di tempesta (LEONE *et alii*, 2002). Questi metasedimenti sono praticamente sterili e con spessori limitati. Non è stato rinvenuto il livello fossilifero (BH6b) solitamente presente al tetto del membro nel settore di Domusnovas (LEONE *et alii*, 1991), dove è stato possibile riferirne l'età all'Hirnantiano (Ashgill, in LEONE *et alii*, 1991; 2002).

1.2.2.2. - Membro di Serra Corroga (**RSM₃**)

Causa l'intensa copertura vegetale e le cattive esposizioni in questo Foglio sono stati osservati solo esigui affioramenti riferiti al membro di Serra Corroga (LEONE *et alii*, 1991). Si tratta di alternanze ritmiche millimetriche di metasiltiti e metarenarie fini di colore grigio verde, di spessore massimo di circa 3 m. Sono distribuite lungo una sottile fascia grossomodo NW-SE in prossimità del bordo sud-occidentale del Foglio, interposte tra le litofacies dei membri di Cuccuruneddu (RSM₂) alla base e di Girisi (RSM₄) al tetto.

Negli affioramenti di questo Foglio non sono stati rinvenuti resti fossili. L'età del membro è comunque riferibile ancora all'Hirnantiano (Ashgill, in LEONE *et alii*, 1991; 2002).

1.2.2.3. - Membro di Girisi (**RSM₄**)

È qui rappresentato da metapeliti e metasiltiti da grigio-scure a nerastre, e subordinate metarenarie medio-fini, massive, con rari orizzonti millimetrici a laminazione piano-parallela. Questi litotipi affiorano lungo una fascia grossomodo NW-SE in loc. Zinnibidedda, sul versante meridionale tra P.ta Sanoi e P.ta Banarba.

L'appoggio basale, non sempre facilmente visibile per via della zona boschiva, è localmente stratigrafico sulle sottili alternanze del membro di Serra Corroga (**RSM₃**); più sovente il contatto è incerto, probabilmente tettonico con passaggio diretto ai litotipi del membro di Cuccuruneddu (**RSM₂**).

Al tetto, un affioramento circoscritto preservatosi alla base del sovrascorrimiento dell'Unità dell'Arburese mostra il passaggio alla formazione di Fluminimaggiore (FLU). Tale contatto è anch'esso di origine tettonica, presumibilmente per elisione della formazione di Genna Muxerru (**MUX**).

Questi metasedimenti sono stati riferiti a facies torbiditiche distali (LEONE *et alii*, 2002).

L'età viene assegnata all'Hirnantiano (LEONE *et alii*, 1991) sulla base di similitudini litologiche e stratigrafiche con strati fossiliferi affioranti in settori esterni al Foglio.

1.2.3. - *Formazione di Genna Muxerru* (**MUX**) (“Scisti a Graptoliti” *Auct. p.p.*)

Questa formazione, istituita nel Fluminese da GNOLI *et alii* (1990), è riconducibile alla parte basale degli Scisti a Graptoliti *Auct.*

Le litofacies più frequenti sono rappresentate da metapeliti, metargilliti e metasiltiti da grigio-nerastre a nere, spesso grafitose, scarsamente stratificate, con locali intercalazioni di lenti e/o livelli di originarie rocce carbonatiche e/o marnose trasformate in *skarn* o silicizzate (Cuccuru Murdegu - Riu Gutturu de Terra).

Gli affioramenti più estesi (circa 2,5 kmq), ma discontinui per cause tettoniche, si localizzano nella valle di Aletzia e lungo il Riu Aratzu tra Genna Ciurexiu-P.ta Montemei e Sa Sedda 'e Arriedi, ove affiorano in finestra tettonica al di sotto dell'Unità dell'Arburese. In questa località è visibile un contatto verosimilmente tettonico con la sovrastante formazione di Fluminimaggiore (FLU), mentre non si osserva l'appoggio basale.

Date le complicazioni tettoniche, lo spessore reale della formazione non è misurabile; tuttavia nella valle di Aletzia si ritiene possa attestarsi sui 30-40 m.

L'ambiente deposizionale viene ricondotto ad un mare epicontinentale in condizioni prevalentemente anossiche riducenti (SERPAGLI, 1971).

Nell'area del Foglio non sono stati osservati resti fossili. Tuttavia, il rinvenimento di scarsi e mal conservati esemplari di graptoliti in aree limitrofe al Foglio e di ricche associazioni a graptoliti in depositi simili di varie località del Fluminese (GNOLI *et alii*, 1990), ha consentito di attribuire tali metasedimenti al Siluriano Inferiore (Llandoverly Superiore).

1.2.4. - *Formazione di Fluminimaggiore (FLU)*

Litologie riferite a questa formazione sono presenti nel Foglio Villacidro in limitati affioramenti visibili in finestra tettonica lungo il Riu Aratzu (sezione III "Villacidro"), deformate e termometamorfosate insieme ai sottostanti metasedimenti della formazione di Genna Muxerru (MUX). Più a S, in loc. Zinnibidedda, si rinvergono limitati affioramenti preservatisi in scaglia tettonica, sotto la sovrascorsa Unità dell'Arburese.

Si tratta di metacalcari nodulari stratificati, prevalentemente silicizzati, da grigi a verdolini, solitamente massivi, con fratturazione concoide e/o scheggiata, talora trasformati in *skarn* mineralizzati a solfuri metallici.

La deformazione e la frammentazione degli strati non consentono di valutare con certezza lo spessore della formazione; in affioramento si osserva uno spessore massimo sui 10 m.

L'età attribuita su base paleontologica a litologie similari della Sardegna sud-occidentale, rimane incerta nel Foglio Villacidro a causa del mancato rinvenimento di reperti fossili. In base ad analogie litologiche la formazione viene riferita al Siluriano Medio-Superiore anche in questo Foglio.

1.3. - UNITÀ TETTONICA DEL GERREI

Vengono riferiti all'Unità tettonica del Gerrei gli affioramenti (CARMIGNANI *et alii*, 1980; 1982b; 1986a), interessati da metamorfismo in facies di scisti verdi, cartografati nella parte centro-settentrionale del Foglio 547 "Villacidro" (sezione IV "S. Gavino Monreale") per un'estensione di circa 1,5 kmq, tra il Castello di Monreale e loc. Cardiaioleddu più ad E.

L'intensa deformazione delle rocce, il metamorfismo termico e l'accentuato idrotermalismo hanno fortemente obliterato l'originaria struttura dei litotipi ed il contenuto paleontologico, tuttavia è stato possibile il riconoscimento di litofacies dell'Ordoviciano Superiore quali le metarose di Genna Mesa (MGM) del Caradociano, gli argilloscisti di Rio Canoni (ACN) dell'Ashgilliano, e di litotipi riferibili al Siluriano (Scisti a Graptoliti *Auct.*; SGA).

L'esiguità degli affioramenti e la non agevole distinzione delle litofacies ha guidato, in questo lavoro, la scelta di cartografare solo due unità formazionali: la prima comprende le metarcose di Genna Mesa (MGM) e gli argilloscisti di Rio Canoni, non distinti cartograficamente (ACN nei Fogli Jerzu e Muravera); la seconda viene riferita agli Scisti a Graptoliti *Auct.* (SGA).

1.3.1. - Arenarie di San Vito (SVI)

La formazione delle arenarie di San Vito (CALVINO, 1959) si rinviene a N del Castello di Monreale in un limitato areale al bordo centro-settentrionale del Foglio Villacidro. Si tratta di una successione terrigena costituita da metarenarie micacee e quarziti, in alternanze decimetriche e centimetriche con metasiltiti di colore variabile dal grigio chiaro al grigio-verdastro, in strati fortemente inclinati verso NE. Sono intensamente deformate e hanno sviluppato una scistosità penetrativa che generalmente traspone la stratificazione, obliterando quindi molte delle tipiche strutture sedimentarie. Non si osserva la base in quanto interessata da un contatto tettonico per faglia diretta ad andamento NS visibile nel settore occidentale, mentre mostra un contatto stratigrafico, sebbene non sempre ben definito, discordante con le sovrastanti metarcose di Genna Mesa (MGM).

In base ad una fauna ad acritarchi rinvenuta nel Foglio 549 "Muravera" (NAUD & PITTAU DEMELIA, 1985) e successivamente confermati (PITTAU & FUNEDA, 1998) viene proposta un'età Cambriano medio - Ordoviciano Inferiore.

Cambriano medio - Ordoviciano Inferiore

1.3.2. - Metarcose di Genna Mesa (MGM)

La formazione delle metarcose di Genna Mesa, istituita durante i rilevamenti dei Fogli CARG 549 "Muravera" (CARMIGNANI *et alii*, 2001a; 2001b) e 541 "Jerzu" (PERTUSATI *et alii*, 2002a; 2002b), affiora limitatamente nella parte centro-settentrionale del Foglio 547 "Villacidro".

Cartograficamente sono state distinte due facies, entrambe risultate prive di fossili: la prima (MGM) è la facies basale costituita da metasedimenti fini, mentre la seconda rappresenta la facies sommitale grossolana (MGM_a), più facilmente cartografabile.

La facies basale (MGM) è data da metarenarie fini e metasiltiti arenacee da grigio-verdi a nocciola, osservabili in loc. Sa Perda Lai. Litologie con strutture laminitiche affiorano più ad E, in loc. Cardiaxioleddu; nei dintorni del Castello di Monreale si evidenzia un aumento della componente micacea con subordinati

livelli di quarziti. Verso l'alto la sequenza evolve a metarcose, talora micacee e a matrice vulcanoclastica, di colore chiaro, spesso con evidente alterazione idrotermale e/o termometamorfismo indotto. Queste facies si rinvengono tra loc. Sa Perda Lai e la vecchia miniera di fluorite, solitamente alla base della facies sommitale grossolana.

Dal punto di vista petrografico i campioni mostrano: tessitura da blastopsammitica a blastosiltitica a prevalenti clasti di quarzo, fino a scistosa, con frequenti laminazioni siltitico-pelitiche talora con evidenze di originari *spot* cordieritici, raramente a struttura lepidoblastica; *fabric* raramente casuale, meno frequente composito, solitamente planare con scistosità moderata o *layering* composizionale a microgranulazioni di ossidi di ferro, talora con clivaggio per crenulazione; termometamorfismo in facies di scisti verdi, di grado molto basso e medio-basso, con paragenesi a sericite, clorite e/o biotite, rara muscovite. Alcune sezioni mostrano un clivaggio trasversale a S_1 .

Lo spessore di questa successione, misurato in loc. Sa Perda Lai, si attesta intorno agli 85 m.

La facies sommitale è data da metaconglomerati poligenici (MGM_a) a prevalenti clasti arrotondati di quarzo e subordinate quarziti (fig.4) di diametro 1-6 cm, in matrice arenacea vulcanoclastica, per uno spessore sui 2-3 m.



Fig. 4 - Loc. Cardiaioleddu. Metaconglomerati poligenici a prevalenti clasti subarrotondati (1-6 cm) di quarzo, subordinate quarziti (max 20 cm), in matrice arenacea vulcanoclastica grigio-chiara. Facies MGM_a delle metarcose di Genna Mesa.

Petrograficamente si evidenzia una struttura silicoclastica con clasti di metasiltiti e metarenarie quarzose, quarziti e rari fenoclasti di quarzo vulcanico, *fabric* composito, termometamorfismo con paragenesi a biotite e muscovite. Questi depositi affiorano in loc. Cardiaioleddu, a S della miniera di fluorite ed a SE del Castello di Monreale. Sul pianoro a SE del Castello di Monreale, a tetto della sequenza, i metaconglomerati passano gradualmente a metarenarie grossolane con marcata stratificazione definita da orizzonti millimetrici con accumulo di minerali pesanti (*placers?*) (fig.5). L'analisi petrografica ha infatti messo in evidenza lamine pelitiche a dominanza sericitica, con rari cristalli euedrali di tormalina e zircone.

I contatti sono sempre stratigrafici e netti, sia con le litofacies a letto, rappresentate dalle metarenarie fini (MGM, ?ACN), sia con le sovrastanti metapeliti carboniose e le metasiltiti nere degli *Scisti a Graptoliti Auct.* (SGA).

Lo spessore complessivo delle metarcose di Genna Mesa affioranti nel Foglio Villacidro è stimato sui 100 m.

In analogia con i Fogli 541 "Jerzu" e 549 "Muravera", l'età è assegnata all'Ordoviciano Superiore (Caradoc-?Ashgill).



Fig. 5 - Loc. Sa Perda Lai. Metarenarie grossolane grigio-chiare con marcata stratificazione definita da orizzonti millimetrici interpretati come accumulo di minerali pesanti (*paleo-placers?*). Parte alta delle metarcose di Genna Mesa (MGM₀).

1.3.3. - *Scisti a Graptoliti Auct. (SGA)*

La formazione è stata recentemente inclusa tra le unità geologiche tradizionali italiane validate (CITA *et alii*, 2007).

Il Comitato d'area per la Sardegna (21-22 ottobre 2004) ha accettato all'unanimità per i fogli del Progetto Carg l'uso di due distinte formazioni: "Scisti a Graptoliti" (SGA) e formazione di Genna Muxerru (MUX), rispettivamente per la zona SE a falde e per l'area SW corrispondente all'autoctono, poichè le due formazioni mostrano distinzioni a livello paleogeografico e strutturale.

Nel Foglio Villacidro affiorano entrambe le formazioni.

Gli Scisti a Graptoliti *Auct.* costituiscono alcuni limitati affioramenti tra la strada comunale di Monreale e il Castello omonimo, sul versante S del rilievo prossimo al bordo centro-settentrionale del Foglio.

Si tratta di metasedimenti fini grigio scuro-nerastri costituiti da metapeliti carboniose negli affioramenti a S della miniera di fluorite Perda Lai, mentre più ad E, in loc. Cardiaxioleddu, affiorano metasiltiti grigio-nerastre e nere talora graptose, che lungo i contatti con le metarose di Genna Mesa (MGM) si mostrano localmente più compatte e/o cataclasiche.

La deformazione tettonica e l'erosione non hanno preservato il contatto di tetto, mentre alla base si osserva l'appoggio sulla facies conglomeratica (MGM_a) delle metarose di Genna Mesa.

La giacitura degli strati, variamente dislocati nel settore circostante il Castello di Monreale, suggerisce in tutto il settore a S della miniera di fluorite una struttura in piega sinclinale con asse E-W, di cui questi metasedimenti costituiscono il nucleo.

Le analisi petrografiche sui campioni prelevati hanno evidenziato la presenza di: sericite dominante, localmente con lamine muscovitiche; quarzo in minuti clasti o microgranulazioni, talora in vene tardive con struttura a mosaico; clorite per lo più interstratificata a sericite; biotite in plaghe solitamente alterate; frequente rutilo in piccoli cristalli euedrali; tessitura scistosa di basso grado metamorfico con paragenesi a sericite (+ clorite) (+ biotite).

Il marcato metamorfismo termico e l'idrotermalismo subiti da queste litologie non hanno preservato resti fossili, per cui la loro attribuzione al Siluriano Inferiore viene riferita in analogia di facies con affioramenti simili, ben documentati in numerose località della Sardegna sud-orientale (Goni, Ballao, Armungia, Silius, *etc.*) sulla base di graptoliti (GORTANI, 1922; TEICHMÜLLER, 1931; HELMCKE, 1973; BARCA & JÄGER, 1990), conodonti (BARCA *et alii*, 1992; CORRADINI & OLIVIERI, 1996; FERRETTI & SERPAGLI, 1996) e nautiloidei (GNOLI, 1993).

Siluriano Inferiore - ?Devoniano Medio

1.4. - UNITÀ TETTONICA DELL'ARBURESE

L'Unità tettonica dell'Arburese (BARCA *et alii*, 1982a) fa parte delle Falde esterne ed è rappresentata da un complesso sedimentario di basso grado metamorfico. Affiora nella parte sud-occidentale del Foglio 547 "Villacidro" per un'estensione di circa 60-65 kmq, tramite un sovrascorrimento di importanza regionale (fronte delle Falde esterne) sopra i terreni della Zona esterna dell'Iglesiente-Sulcis.

A questa unità tettonica sono riferibili gran parte degli affioramenti storicamente attribuiti al "Postgothlandiano" Auct. (TARICCO, 1922; 1926; VARDABASSO, 1941; SALVADORI & ZUFFARDI, 1954; VAI & COCOZZA, 1974), ma successivamente correlati con le arenarie di San Vito (SVI) del Sarrabus (CALVINO, 1961) sulla base del rinvenimento di acritarchi dell'Ordoviciano Inferiore (BARCA *et alii*, 1982a; 1984) e come tale cartografati nel Foglio 547 "Villacidro".

1.4.1. - Arenarie di San Vito (SVI)

Si tratta di una potente formazione (CALVINO, 1959) terrigena costituita da metarenarie micacee in monotone alternanze da decimetriche a metriche, metaquarzoareniti da grigio chiare a scure a verdastre, metasiltiti e metapeliti grigio-nerastre talora violacee (BARCA & DI GREGORIO, 1979; BARCA *et alii*, 1982a; 1982b).

La litofacies più diffusa nel Foglio Villacidro è rappresentata da metasiltiti e metasiltiti arenacee laminitiche di colore da verde-oliva a grigio, con laminazioni da millimetriche a centimetriche piano-parallele ed incrociate, talora convolute. Affiorano al vertice sud-occidentale della sez. 547 III "Villacidro", tra P.ta Banarba e P.ta Sanoi e, verso N, presso P.ta Genna Spina, Su Muzioni Nieddu, Valle Narti, Cuccuru Frissas, P.te di Santu Miali, M. Omo-Genna Argiolas, M. Margiani, Arcu Launeddas - P.ta Siliqua.

Localmente (Canale Banarba - P.ta Banarba) si rinvengono alternanze di metarenarie fini grigio-verdastre o (Gutturu de Terra - Cuccuru Murdegu) subordinate metarenarie laminitiche con intercalazioni di quarziti compatte talora laminitiche. Metapeliti e metasiltiti, con lamine piano-parallele millimetriche di colore chiaro, si rinvengono in livelli di spessore metrico a Bidda Scema, a Gutturu Siliqua, Genna s'Illixi, fino a Genna de Prunas - M. Margiani. Sono presenti inoltre subordinate alternanze di metasiltiti laminitiche grigie e metasiltiti grigio-nerastre o nere, mentre metarenarie micacee grigio-verdastre affiorano per lo più in prossimità dei contatti con le rocce granitoidi.

Le litofacies descritte mostrano sempre gli effetti di metamorfismo termico, più o meno ben espressi in relazione alla vicinanza con le intrusioni granitoidi. La stratificazione è ancora ben leggibile nei termini dove questo risulta più blando.

Alcune litofacies accorpate in questa formazione, risultano tuttavia di dubbia collocazione stratigrafica. Tra queste le metasiltiti e metapeliti nere laminitiche, contenenti livelletti di fosfati, affioranti in loc. Bidda Scema ed in prossimità della diga di Monti Mannu sulla destra idrografica del Rio Leni.

Nel settore tra la diga di Monti Mannu ad W, e S'Acqua Callenti ad E, questa formazione è rappresentata da irregolari alternanze di metarenarie micacee e metaquarzoareniti, di colore variabile dal grigio chiaro al verdastro, al nocciola e al grigio scuro, con metasiltiti e metapeliti grigio-nerastre, talora verdi o violacee.

Solitamente si osservano tonalità più scure per gli strati alla base della sequenza (loc. P.ta Siliqua; Gutturu Launeddas; fig.6), mentre nella parte alta prevalgono i colori chiari con una preponderanza del nocciola (loc. Su Cannisoni e Gutturu de Forru), fino a passare a spinte ossidazioni rossastre (loc. M. Feurra).

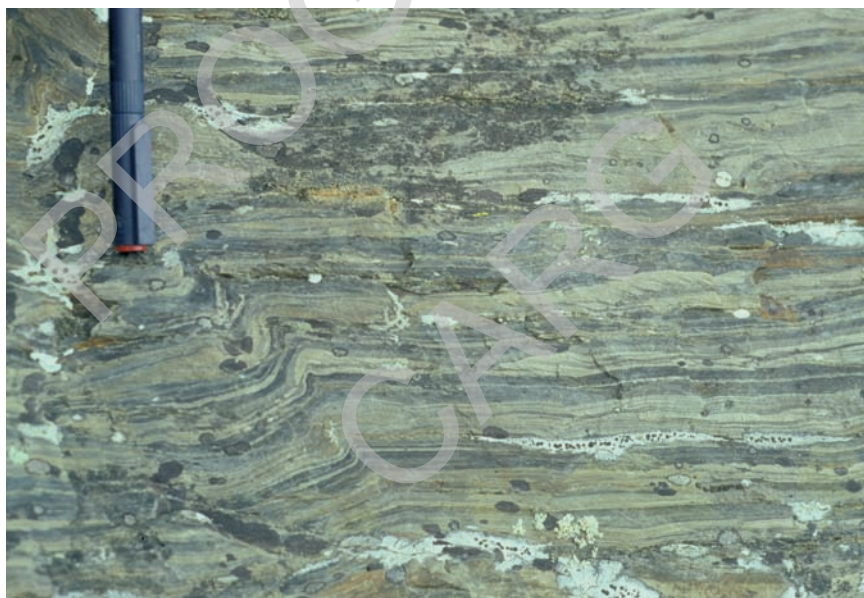


Fig. 6 - Loc. Gutturu Launeddas. Metasiltiti in bande chiare e scure delle arenarie di San Vito (SVI) con laminazione parallela e locali micro-deformazioni plicative (kinks).

Le metaquarzoareniti sono generalmente ben classate, con quarzo, feldspati e muscovite come componenti fondamentali; tuttavia lungo il Torrente Leni prevalgono quarziti monogeniche con spessori di diversi metri.

Nelle porzioni sommitali della formazione sono spesso presenti livelli di metapeliti e metasiltiti rosso-violacee (loc. Su Cannisoni), mentre nei pressi di M. Idda si intercalano lenti di metaconglomerati minuti (SVI_a; fig.7) o più raramente grossolani, con prevalenti ciottoli variamente arrotondati di quarzo, subordinate quarzoareniti, metarenarie e metapeliti.

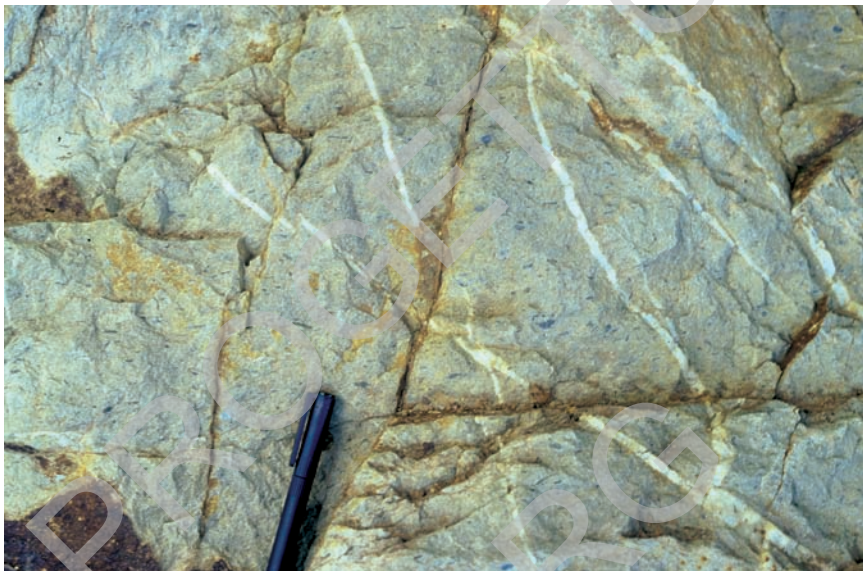


Fig. 7 - Loc. M. Idda. Metaconglomerati minuti della facies SVI_a delle arenarie di San Vito, costituita da clasti di quarzo e metamorfiti sul centimetro, raramente più grossolani, variamente fratturati e intersecati da vene centimetriche di quarzo.

Frequenti e ben conservate sono le strutture sedimentarie: negli intervalli a granulometria più fine si osservano laminazioni parallele, ondulate, convolute e rari *slumps* (M. Olioni: fig.8), mentre alla base degli intervalli a granulometria più grossolana si possono osservare strutture basali da corrente (*ripple-marks, flute-casts*), da carico (*load casts*: loc. Su Cannisoni; strada Diga Montimannu - Biddu Scema), canali d'erosione (M. Idda, Torrente Leni) e stratificazione gradata.

Nei settori più occidentali si mantiene una certa omogeneità litologica con le facies già descritte, tuttavia localmente (loc. Tuviois) affiorano sequenze di metaquarzoareniti in banchi molto compatti e tenaci, che spiccano morfologicamente, agevolando l'osservazione di alcune strutture plicative (fig.9).

Lungo il versante occidentale di M. Niu Crobu si evidenziano livelli con sequenze complete di *Bouma*, tipiche dei sedimenti torbiditici (BOUMA *et alii*, 1985).

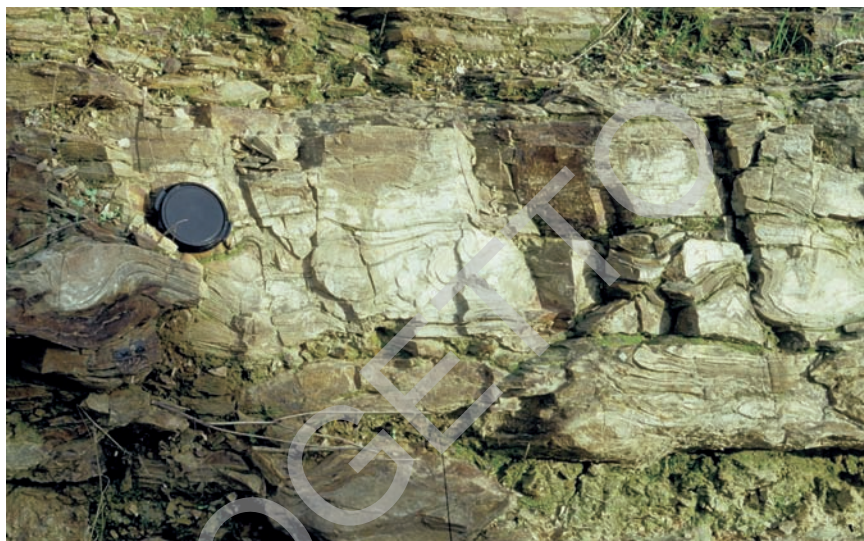


Fig. 8 - Loc. M. Olioni. Strutture sedimentarie (slumping) entro banchi decimetrici di metarenarie e metapeliti nelle arenarie di San Vito (SVI).



Fig. 9 - Loc. Tuviois. Pieghie alla mesoscala evidenziate dall'erosione differenziale, in bancate massive di metaquarzoareniti delle arenarie di San Vito (SVI).

Più ad E, tra località Sa Paba su Giudeu e Sa Conca de su Giudeu, e lungo la strada comunale, affiorano metarenarie fortemente arrossate o spesso nerastre (fig.10); mentre nel settore di M. Zippiri, in prossimità della miniera abbandonata, si osservano metarenarie fini grigio chiare-marroncine molto alterate, alternate a spessi strati (max 1 m) di metaquarzoareniti (fig.11).

L'ambiente deposizionale corrisponderebbe ad un sistema di delta-conoide sottomarino, con sedimentazione torbiditica (VAI & COCOZZA, 1974; BARCA & DI GREGORIO, 1979; BARCA & MARINI, 1980; BARCA *et alii*, 1982a, 1982b). In alcuni settori si rinvencono sequenze torbiditiche del tipo **c** e **d** per le frazioni più grossolane e del tipo **e** per le frazioni più fini (RICCI LUCCHI, 1980). Lo spessore reale della formazione, sebbene di difficile valutazione a causa della notevole deformazione e del contatto basale ovunque tettonico, si ritiene possa essere non inferiore ai 400-500 m.

Cambriano medio - Ordoviciano Inferiore

1.5. - UNITÀ TETTONICA DEL SARRABUS

È l'unità strutturalmente più elevata dell'edificio a falde del basamento paleozoico (Zona delle Falde esterne) della Sardegna sud-orientale, ed è quella con minore deformazione e più basso grado metamorfico (CARMIGNANI & PERTUSATI, 1977).

1.5.1. - Arenarie di San Vito (SVI)

Le arenarie di San Vito appartenenti a questa unità tettonica si rinvencono in limitati areali del settore orientale del Foglio Villacidro, in lembi isolati dalle coperture terziarie e quaternarie, nella vallecchia tra Bruncu s'Olioni e Bruncu Laccus e in prossimità del Riu Perda Sueus lungo il bordo orientale del Foglio.

Si tratta di una successione terrigena costituita da metarenarie micacee e quarziti, di colore variabile dal grigio-verdastro al grigio scuro, talora violaceo, debolmente metamorfiche. Le metareniti formano irregolari alternanze decimetriche con metasiltiti e metapeliti grigio-verdastre e nere. Gli spessori delle due litologie sono variabili, fino a 60 cm per le metarenarie e in livelli di 20-30 cm per le metasiltiti. Negli intervalli a granulometria più fine sono frequenti laminazioni piano-parallele, incrociate e convolute.

Questa unità formazionale è più ampiamente descritta nel limitrofo Foglio 548 "Senorbì", al quale si rimanda per specifiche ulteriori.

Cambriano medio - Ordoviciano Inferiore



Fig. 10 - Loc. Sa Conca de su Giudeu. Meta-
renarie fortemente arrossate nelle arenarie
di San Vito (SVI).



Fig. 11 - Loc. M. Zippiri. Metarenarie grigio
chiaro-marroncine e metaquarzoareniti in
alternanze pluridecimetriche nelle arenarie
di San Vito (SVI).

2. - COMPLESSO INTRUSIVO E FILONIANO TARDO-PALEOZOICO

Le plutoniti che affiorano estesamente nel settore occidentale del Foglio Villacidro sono rappresentate da rocce granitoidi essenzialmente leucocrate e relativi differenziati, appartenenti al complesso intrusivo ercinico tardo-paleozoico della Sardegna (DI SIMPLICIO *et alii*, 1975; ORSINI, 1976; 1980; BRALIA *et alii*, 1981; GHEZZO & ORSINI, 1982; DI VINCENZO & GHEZZO, 1996).

I corpi plutonici affiorano per circa 17 kmq in due settori distinti della Sezione III "Villacidro": il primo settore comprende la quasi totalità degli affioramenti, ed interessa il versante orientale del Massiccio del M. Linas in prossimità di Villacidro; esso racchiude più precisamente una parte del territorio che dall'abitato si estende in senso NE-SW da M. Margiani - M. Narti, attraverso i versanti meridionali delle Punte di Santu Miali (Concali Mannu), fino a tutto il Gutturu Derettu (Perda Lada - s'Ega Sizzoris). Il secondo settore, di minori dimensioni, è posto a NE di Gonnosfanadiga, a breve distanza dalla SS 196.

I granitoidi del M. Linas sono stati in passato oggetto di numerose ricerche in quanto ospiti di mineralizzazioni a Mo-Wf con Sn accessorio. Di questi studi negli anni si sono occupati in vario modo SALVADORI (1959b), BOI (1976), BISTE (1979; 1981), GHEZZO *et alii* (1981), GUASPARRI *et alii* (1984b), MORTEANI *et alii* (1986) e la PROGEMISA S.p.A. (1990). Ulteriori informazioni geologiche possono essere desunte anche dai Fogli 224-225 "Capo Pecora - Guspini" della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 del Servizio Geologico d'Italia. I granitoidi del settore di Gonnosfanadiga costituiscono i lembi più meridionali del massiccio intrusivo dell'Arburese, studiato in dettaglio da SECCHI *et alii* (1991) e SECCHI & D'ANTONIO (1996).

Nel settore del M. Linas i contatti fra granitoidi e metamorfiti incassanti sono molto netti (fig.12), con rapporti di giacitura solitamente sub-orizzontali, talora sub-verticali in corrispondenza delle frequenti apofisi microsienogranitiche, iniettate sia entro le masse plutoniche principali, che nell'incassante metasedimentario. Nelle zone di contatto con il basamento metamorfico paleozoico sono frequenti corpi di pegmatiti stratoidi marginali, spesso di dimensioni rilevanti; frequenti sono anche gli xenoliti (inclusi) metamorfici (figg.13 e 14).

Nel basamento incassante gli ammassi plutonici hanno prodotto un'intensa aureola termometamorfica di cui la litofacies più comune è quella degli "scisti macchiettati", nei quali i neoblasti di cordierite e/o di andalusite possono raggiungere e superare le dimensioni di chicchi di riso (fig.15).

Il complesso granitoide affiorante nel Foglio Villacidro è costituito da due unità intrusive distinte, suddivise in litofacies:

UNITÀ INTRUSIVA DI ARBUS (**ABS**):

- Granodioriti a biotite e anfibolo: facies Monte Omu (**ABS_{2b}**);

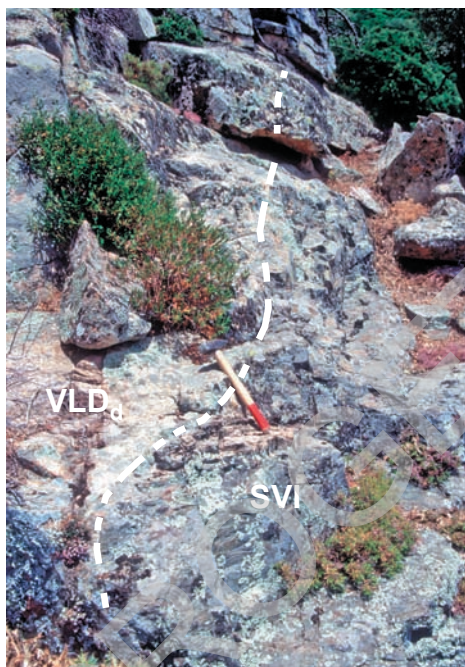


Fig. 12 - Loc. SE di Su Concali Arrubiu. Contatto tra basamento metamorfico (SVI) e microleucosienogranito a biotite (VLD_g) della facies Gutturur Derettu.

Fig. 13 - Loc. Su Concali Arrubiu. Rapporti strutturali tra xenoliti di origine metamorfica ed il tetto al contatto esterno (exocntatto) della massa granitica.





Fig. 14 - Loc. pressi di Genn'e Cannas. Rapporti strutturali tra xenoliti di origine metamorfica ed il tetto al contatto esterno (exococontacto) della massa granitica.



Fig. 15 - Loc. NE di Su Concali Arrubiu, q. 909 m. Particolare di "scisto macchiettato" con neoblasti di cordierite e/o di andalusite delle dimensioni di chicchi di riso nelle arenarie di San Vito (SVI).

UNITÀ INTRUSIVA DI VILLACIDRO (VLD):

- Leucosienograniti a biotite: facies Monte Lattias (VLD_e);
- Microleucosienograniti a biotite: facies Gutturu Derettu (VLD_d);
- Microsienograniti a biotite: facies Punta Sa Cresia (VLD_e).

Il termine di “unità intrusiva” viene qui utilizzato per definire singoli corpi di plutoniti con aspetti strutturali e tessiturali simili, anche se composizionalmente differenti. L’età relativa di messa in posto delle singole facies distinte, dedotta dall’analisi dei contatti e delle geometrie dei corpi intrusivi, presuppone comunque un carattere unitario della sequenza intrusiva, limitata ad un intervallo di tempo relativamente ristretto.

L’Unità intrusiva di Arbus è costituita da granodioriti a biotite e anfibolo chiaramente correlabili con le analoghe manifestazioni del massiccio di Arbus; questa unità è riferibile al ciclo intrusivo del Westphaliano, corrispondente alla “associazione composta calcocalina alta in K” tipica del Batolite sardo-corso (ORSINI, 1980; BRALIA *et alii*, 1981).

L’Unità intrusiva di Villacidro è costituita da vari termini leucogranitici e microgranitici, per i quali può essere ragionevolmente ipotizzata un’età di circa 290 Ma (Permiano inferiore) sulla base della datazione delle manifestazioni a molibdenite dell’Iglesiente (BONI *et alii*, 2003) e per analogia con le intrusioni presenti in altri settori dell’Isola, quali alcuni plutoni del Salto di Quirra, nella Sardegna SE (Foglio 549 “Muravera”) e nella Sardegna S (Foglio 565 “Capoterra”). Sia ai microsienograniti (VLD_e), sia ai microleucosienograniti (VLD_d) andrebbero inoltre ascritte gran parte delle manifestazioni di tipo idrotermale che hanno concorso ai processi di trasformazione tardo-*post*-magmatica dei granitoidi, inquadrabili in uno schema di alterazione caratteristica di un modello tipo *porphyry-Mo* a basso contenuto in fluoro (GHEZZO *et alii*, 1981; GUASPARRI *et alii*, 1981; 1984b; THEODORE, 1986; SINCLAIR, 1995).

2.1. - GRANITOIDI

2.1.1. - Unità intrusiva di Arbus (ABS)

2.1.1.1. - Sub-unità intrusiva di Gonnosfanadiga (ABS₂)

2.1.1.1a. - Granodioriti a biotite e anfibolo. Facies Monte Omu (ABS_{2b})

Granodioriti di colore grigio e con indice di colore circa 15, sono caratteristiche dell’area più a N del Foglio, ove affiorano per circa 1 kmq subito a E dell’abitato di Gonnosfanadiga, tra il rilievo di Cuccuru Serocca (282 m) ed il Canale

Marcu. Queste granodioriti rappresentano le plutoniti più basiche riscontrate nel Foglio Villacidro e costituiscono la propaggine più meridionale del massiccio intrusivo dell'Arburese (SECCHI *et alii*, 1991).

Si presentano generalmente a grana media, equigranulari con tessitura moderatamente anisotropa, costituite da plagioclasio fortemente zonato (nucleo: 55%An, bordo: 25%Ab) in cristalli eudrali spesso fortemente sericitizzati e parzialmente albitizzati, subordinato ortoclasio micropertitico prevalentemente anedrale, e quarzo. La biotite, in lamelle parzialmente cloritizzate, costituisce il principale minerale femico: ad essa è spesso associato un anfibolo, del gruppo dell'orneblenda, in individui cristallini eudrali caratterizzati talora da parziali concrescimenti di biotite. Fra i minerali accessori sono presenti l'allanite-(Ce) in cristalli eudrali, in parte relitti e a volte sostituiti parzialmente da epidoto verde, apatite in abbondanti cristalli eudrali inclusi nella biotite e nei feldspati, e zircone comunemente incluso nella biotite.

Gli affioramenti delle granodioriti si caratterizzano per una marcata arenizzazione per argillificazione incipiente dei feldspati che rende difficile il reperimento di campioni rappresentativi.

All'interno della massa intrusiva, ove non alterata, sono presenti numerosi inclusi melanocrati microgranulari femici (fig.16), di natura magmatica e di composizione tonalitico-granodioritica, attribuiti comunemente alla graduale ingestione o a processi di *mingling* di originari magmi gabbroidi intrusi nella camera magmatica granodioritica (POLI & TOMMASINI, 1991). La loro forma è in genere tondeggiante o ellissoidale, con dimensioni che si aggirano in media intorno al decimetro.

Per le evidenti analogie composizionali e tessiturali con le facies simili del vicino massiccio dell'Arburese, per queste granodioriti si può ipotizzare una età di messa in posto di circa 309 Ma (SECCHI *et alii*, 1991), e quindi la loro appartenenza al ciclo delle "plutoniti tardo-tettoniche" per lo più inserite nella cosiddetta "associazione composita calcalina alta in K" (310-295 Ma).

2.1.2. - Unità intrusiva di Villacidro (VLD)

2.1.2.1. - Leucosienograniti a biotite. Facies Monte Lattias (VLD_c)

Di colore bianco o leggermente rosato (fig.17), queste manifestazioni intrusive sono le più estese del settore di Villacidro, dove formano l'ossatura principale degli affioramenti del M. Linas nelle valli di Riu Coxinas e di Castangias, tra M. Omo e Monti Narti. Altri affioramenti importanti sono presenti lungo la valle di Riu Tivaruttas e presso il rilievo di Concali Mannu. Lungo la valle del Riu Coxinas a S di M. Margiani, o nel versante meridionale del M. Omo in prossimità



Fig. 16 - Loc. Cuccuru Serocca. Inclusioni melanocratiche microgranulari femiche all'interno delle granodioriti grigie, a grana media, equigranulari, dell'Unità intrusiva di Arbus. Facies Monte Omu (ABS_{2b}).



Fig. 17 - Loc. invaso del Riu Coxinas. Aspetti tessiturali dei leucosienograniti a biotite a grana grossa moderatamente inequigranulari. Facies Monte Lattias (VLD_c).

dei contatti con il basamento metamorfico paleozoico, i leucosienograniti tendono a diventare progressivamente a grana più fine (facies di bordo) e ad essere caratterizzati al contatto da una notevole abbondanza di pegmatiti stratoidi “marginali”, di composizione semplice quarzoso-feldspatica, talora con biotite e scarsi adunamenti centimetrici di magnetite e/o ematite. Lembi isolati di questi leucosienograniti a grana grossa si rinvengono iniettati dai microleucosienograniti del plutone di Gutturu Derettu lungo la valle omonima. Una litofacies abbastanza circoscritta arealmente, che tende a differenziarsi macroscopicamente solo perchè caratterizzata da un relativo più alto indice di colore, è stata individuata alla base del rilievo di Campanas de Sisinni Conti.

Dal punto di vista tessiturale questi leucosienograniti si presentano macroscopicamente isotropi, con grana grossa moderatamente inequigranulare. Sono caratterizzati da plagioclasio moderatamente zonato (nucleo: 20% An, bordo: albite) in cristalli eudrali-subedrali, talora parzialmente sericitizzati, e da abundantissimo ortoclasio micropertitico in cristalli torbidi (localmente anche in megacristalli di 1-3 cm), spesso geminati *Carlsbad* e talora pecilitici. Anche il quarzo risulta abbondante in aggregati policristallini di aspetto globulare o in cristalli subedrali, mentre la biotite è l'unico minerale femico, mediamente presente intorno al 3-5% sotto forma di lamelle eudrali spesso parzialmente cloritizzate. Fra i minerali accessori sono presenti: zircone, comunemente incluso nella biotite e con i caratteristici aloni pleocroici, apatite e rara fluorite.

L'analisi chimica di un campione rappresentativo (RR011; tab.1) evidenzia caratteri composizionali di granitoidi ricchi in SiO₂, in K₂O e poveri in CaO e in femici, e con elevati rapporti Rb/Sr e Nb/Y < 1, tipici del complesso di intrusioni leucogranitiche tardive (Permiano Inferiore) alto-crustali del Batolite sardo-corso, particolarmente diffuse anche nella Zona a Falde esterne del basamento sardo e nella Zona esterna dell'Iglesiente-Sulcis (BRALIA *et alii*, 1981; GUASPARRI *et alii*, 1984a).

Carbonifero superiore - Permiano

2.1.2.2. - Microleucosienograniti a biotite.

Facies Gutturu Derettu (VLD_d)

È il secondo litotipo granitico più diffuso, estesamente affiorante soprattutto nei rilievi lungo tutta la valle del Gutturu Derettu, nella parte occidentale del Foglio. Alcuni lembi più orientali costituiscono i rilievi di Campanas de Sisinni Conti e del versante orientale di M. Margiani. Negli affioramenti in prossimità del parcheggio della cascata di Sa Spendula questo litotipo è interessato da intensi fenomeni di alterazione guidati da microfratture aventi direzioni prevalenti N60-70°E.

Tab. 1 - *Analisi chimiche XRF dei campioni di rocce granitoidi del complesso intrusivo ercinico tardo-paleozoico del Foglio Villacidro (eseguite presso il D.S.T. - Università di Siena).*

	VLD _a	VLD _b	VLD _c	VLD _c
	RR011	RR006	RR010	RR019
	LEUCOSIENOGANITI A BIOTITE	MICROLEUCOSIENOGANITI A BIOTITE	MICROLEUCOSIENOGANITI A BIOTITE ± MUSCOVITE	GREISEN
SiO ₂	75,4	76,37	76,82	74,41
TiO ₂	0,04	0,08	0,04	0,32
Al ₂ O ₃	14,35	13,94	13,72	13,82
Fe ₂ O ₃	0,11	0,10	0,08	2,43
FeO	1,18	1,15	0,2	1,13
MnO	0,06	0,06	0,01	0,12
MgO	0,12	0,09	0,06	0,18
CaO	0,80	0,58	0,10	0,75
Na ₂ O	2,75	2,74	2,56	0,46
K ₂ O	4,98	4,80	5,59	4,39
P ₂ O ₅	0,02	0,02	0,02	0,01
L.O.I.	0,50	0,45	0,55	2,38
Tot.	100,31	100,38	99,75	100,4
<i>Elementi minori e in traccia</i>				
Zr	100	99	110	172
Nb	14	14	20	19
Y	61	100	100	88
Sr	24	9	18	2
Rb	286	353	336	890
Ba	175	75	58	38
Ni	<3	<3	<3	5
V	2	2	2	1
Th	27	30	30	149
Zn	33	28	54	850
Cr	11	12	7	15
Co	5	4	2	<2
U	10	14	12	8
Pb	33	35	82	1136
La	23	20	22	10
Ce	45	45	41	15

Macroscopicamente è caratterizzato da un colore bianco-grigio fino a rosato o giallastro per alterazione (fig.18) e da una tessitura isotropa; la grana varia da medio-fine a fine con talora accentuato carattere inequigranulare porfirico.

Microscopicamente mostra fenocristalli anche centimetrici di quarzo globulare e in aggregati e ortoclasio micropertitico, torbido, assai prevalente sui plagioclasii in genere eudrali, scarsamente zonati (oligoclasio: 20% An, bordo: albite), spesso albitizzati e più o meno sericitizzati particolarmente al nucleo. Le lamelle di biotite, unico minerale femico, parzialmente cloritizzate, non eccedono il 2-3% in volume. Frequenti sono le implicazioni granofiriche tra quarzo e feldspati. Nelle facies inequigranulari la massa di fondo è sempre microgranulare. Tra i minerali accessori sono comuni lo zirconio, incluso nella biotite con i caratteristici aloni pleocroici, e l'apatite; muscovite e clinozoisite sono i più frequenti minerali secondari.

L'analisi chimica di un campione rappresentativo (RR006; v. tab.1) mostra caratteri composizionali che evidenziano una stretta affinità con il plutone leucosienogranitico (VLD_c), rispetto al quale ha un carattere tipico di differenziato.

Carbonifero superiore - Permiano

2.1.2.3. - Microsienograniti a biotite.

Facies Punta Sa Cresia (VLD_e)

A questo litotipo appartengono piccoli ammassi ed apofisi che intrudono i plutoni principali di leucosienograniti a biotite (VLD_c) e soprattutto di microleucosienograniti a biotite (VLD_d). Importanti affioramenti di questi micrograniti si ritrovano soprattutto lungo il Gutturu Derettu ed i bordi della valle del Riu Tuvaruttas, dove gli spessori localmente possono raggiungere e superare all'affioramento anche i 100 m.

Ai contatti col basamento metamorfico i micrograniti costituiscono apofisi metriche entro le cornubianiti, sino a filoncelli di spessore decimetrico (fig.19); sono caratterizzati dalla presenza di muscovite e di cavità miarolitiche per lo più millimetriche, e di abbondanti lenti aplopegmatitiche a composizione quarzoso-feldspatica. I microsienograniti a biotite sono pervasi da fenomeni di alterazione idrotermale particolarmente accentuata che hanno prodotto localmente importanti aloni di alterazione argillica e fillica tipiche dei sistemi tipo *porphyry*, con neoformazione di muscovite, spesso in quantità tali da divenire assieme al quarzo la fase minerale fondamentale nelle facies tipo *greisen*.

Nell'area di Perda Lada nel massiccio del M. Linas la facies tipo *greisen* raggiunge il massimo sviluppo con una potenza complessiva di circa 10 m (fig.20), e risulta mineralizzata a solfuri misti, principalmente molibdenite e calcopirite (SALVADORI, 1959b).



Fig. 18 - Loc. S'Ega Sizzoris. Aspetti tessuturali dei microleucosienograniti a biotite inequigranulari a grana medio-fine. Facies Gutturu Derettu (VLD_d).

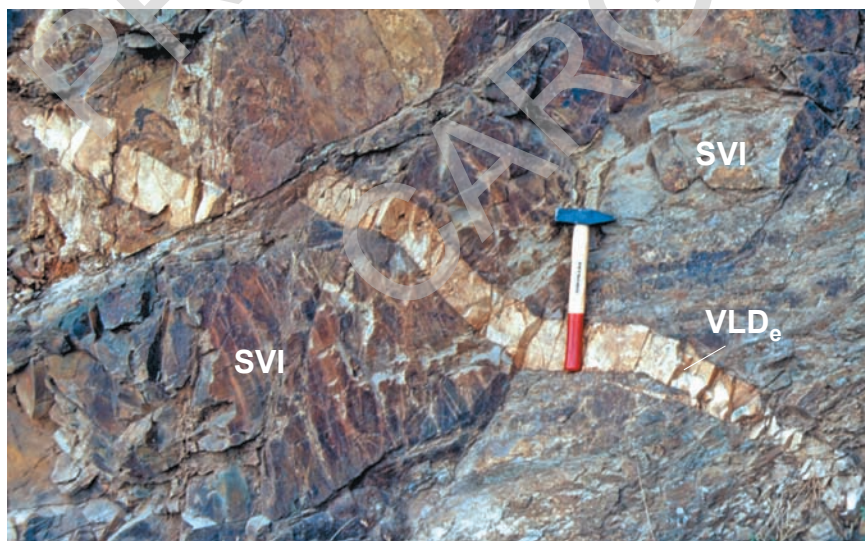


Fig. 19 - Loc. strada comunale presso Genna de Froccidaras. Filoncello di microsienograniti a biotite±muscovite, Facies Punta Sa Cresia (VLD_e), incassato nel basamento metamorfico (SVI).

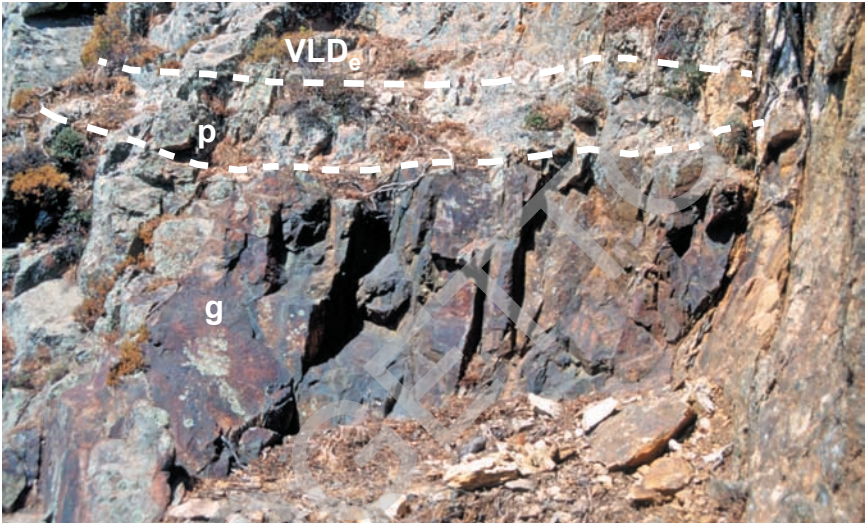


Fig. 20 - Loc. scavo minerario di Perda Lada. In primo piano il greisen (g) sormontato da una pegmatite marginale (p) con al tetto il microsenogranito a biotite (VLD_g). Punto di prelevamento del camp. RR019.

I microsenograniti a biotite presentano un accentuato carattere leucocrato in quanto quasi privi di minerali femici, con una colorazione comunemente rosata per ossidazione, altrimenti biancastra. Le tessiture sono isotrope, in prevalenza equigranulari e la grana molto fine. Macroscopicamente, date le dimensioni micrometriche dei cristalli, i componenti mineralogici sono difficilmente distinguibili.

In sezione sottile mostrano strutture granulari fini, talora porfiriche, costituite da abundantissimo ortoclasio micropertitico anedrale in implicazioni granofiriche con il quarzo, piccoli e rari plagioclasti (un oligoclasio in gran parte sostituito da albite) e quarzo in numerosi individui anedrali. La biotite, unico minerale femico, è molto alterata, spesso accompagnata da muscovite specie nelle porzioni a struttura miarolitica.

L'analisi chimica di un campione rappresentativo di microsenograniti a biotite (v. RR010; tab.1) evidenzia caratteri composizionali molto simili a quelli dei microleucosenograniti a biotite (VLD_a), dai quali questa litofacies si differenzia per un più accentuato carattere leucocrato e peralluminoso.

L'analisi chimica di un campione rappresentativo delle facies tipo *greisen* (v. RR019; tab.1), ubicate alla periferia di corpi microsenogranitici al contatto col basamento metamorfico, evidenzia caratteri composizionali coerenti con la particolare paragenesi mineralogica e, in particolare, con la drastica riduzione della quanti-

tà di feldspati e l'elevata quantità di muscovite, di fluorite e di solfuri vari disseminati nella compagine, fra i quali pirite, calcopirite, galena, blenda (o sfalerite).

L'età di messa in posto di queste litofacies può essere riferita al Permiano Inferiore sulla base di una recente datazione (289 ± 1 Ma) con il metodo Re-Os su molibdenite (BONI *et alii*, 2003) proveniente dal vicino *stock* intrusivo microgranitico di Perd'e Pibera (Gonnosfanadiga) e da quello di Su Seinargiu a N di Sarroch. Tale datazione, attribuita a termini intrusivi chiaramente correlabili con quelli sopra descritti, pone un ragionevole limite temporale superiore a tutta la sequenza leucogranitica (aplopegmatiti incluse, con la sola esclusione dei termini filoniani) affiorante non solo nel Foglio in esame ma in tutto il Sulcis-Iglesiente. Tale attribuzione cronologica appare coerente anche con le età riportate in letteratura per il magmatismo intrusivo calcocalcino *post-tettonico* permiano, essenzialmente leucogranitico, compreso fra circa 285 e 290 Ma (DEL MORO *et alii*, 1975; COCHERIE *et alii*, 2005).

2.1.2.3.1. - Aplopegmatiti

Nel massiccio intrusivo del settore del M. Linas le aplopegmatiti granitiche (sebbene di dimensioni non cartografabili) sono particolarmente abbondanti, soprattutto nelle zone marginali degli ammassi microgranitici *l.s.*, in corpi lentiformi stratoïdi talora potenti fino ad alcuni metri. Queste lenti, di limitate dimensioni e con forti discontinuità laterali, possono comunque raggiungere la lunghezza di alcune centinaia di metri, con zone o livelli monomineralici di ortoclasio puro (fig.21a) fino a 2 m di spessore (versante SW di Genn'e Cannas). Da questo punto di vista le aplopegmatiti rappresentano un "*marker*" che, nel settore in studio, caratterizza tutto il contatto orientale del plutone di Gutturu Derettu, nonchè il contatto settentrionale ed orientale dell'intrusione di Tuvaruttas. Oltre alle lenti marginali, all'interno dei granitoidi del settore del M. Linas sono frequenti anche "pegmatiti miarolitiche" in tasche di dimensioni tra il centimetro ed alcuni decimetri.

I minerali fondamentali delle aplopegmatiti e delle pegmatiti miarolitiche sono il quarzo e l'ortoclasio peritico (fig.21b), talora con scarsa biotite e/o concentrazioni di magnetite-ematite in individui centimetrici, forse in origine cristalli di fayalite (LOVISATO, 1900). Nelle aplopegmatiti marginali i cristalli di quarzo si dispongono caratteristicamente con l'asse di allungamento ortogonale rispetto all'asse maggiore del corpo aplopegmatitico. Negli stessi cristalli di quarzo sono inoltre molto ben evidenti, in sezioni normali all'asse *c* del diametro anche di oltre 50 cm, i multipli stadi di accrescimento che conferiscono al minerale il tipico nome di "quarzo cappuccio" (fig.22).

Carbonifero superiore - Permiano

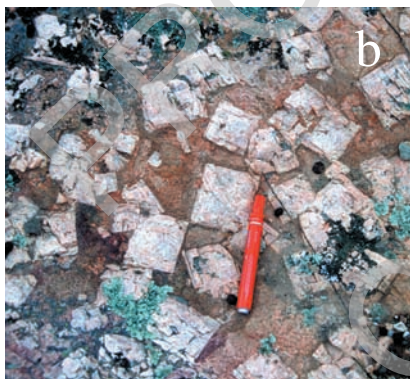


Fig. 21 - Loc. Genn'e Cannas. a) Contatto tipo "paraconformity" tra basamento metamorfico (SVI) e la pegmatite stratoide marginale (p); b) Particolare di una pegmatite stratoide marginale con cristalli di ortoclasio pluricentimetrici.



Fig. 22 - Loc. Genn'e Podenti. Multipli stadi di accrescimento dei cristalli di quarzo della pegmatite stratoide.

2.2. - CORTEO FILONIANO

Il basamento metamorfico e granitoidale del Foglio Villacidro è iniettato da varie manifestazioni filoniane, seppur non numerose.

I *trend* preferenziali mostrano orientazioni NE-SW, NNW-SSE e rare E-W, direzioni comuni ai sistemi filoniani della Sardegna meridionale (GHEZZO & ORSINI, 1982; ATZORI & TRAVERSA, 1986; RONCA & TRAVERSA, 1996).

Sotto il profilo composizionale, queste rocce filoniane mostrano scarsa variabilità e comprendono prevalentemente facies felsiche, con subordinate facies mafiche. Le distinzioni operate tra i corpi filoniani sono basate sia su criteri applicabili a scala mesoscopica e macroscopica, che con l'ausilio di osservazioni al microscopio ottico.

La cronologia relativa di messa in posto è vincolata da evidenze giacitureali, le quali impongono che la maggior parte dei filoni siano posteriori anche alle più recenti facies intrusive leucogranitiche e quindi riferibili al Permiano *l.s.*; per l'area in oggetto mancano invece i dati di cronologia isotopica.

2.2.1. - Filoni intermedio-basici (fi)

I filoni a carattere basico o intermedio (**fi**) sono poco frequenti e in genere di modesto spessore. Solitamente sono interessati da una pronunciata alterazione tardo- *post*-magmatica che ne rende difficile un preciso inquadramento petrografico.

Uno di questi filoni, non cartografabile, affiora nel settore orientale, lungo il versante a S di Genna Argiolas, entro la formazione siluriana degli Scisti a Graptoliti *Auct.* (SGA), in un'area interessata da intenso metamorfismo termico. Si tratta di una roccia riferibile presumibilmente a termini andesitici s.l., a struttura microporfirica per cristalli di orneblenda in massa di fondo microcristallina essenzialmente cloritico-albitica.

Un altro filone basico, anch'esso non cartografabile, di spessore sui 2 m, è stato individuato nel settore sud-occidentale, lungo la strada che costeggia il versante destro del Lago di Montimannu, a N di Cuccuru Carroi, incassato nelle arenarie di San Vito (SVI).

Si tratta di una roccia a grana fine, grigio-verdastra, con struttura olocristallina microporfirica con diffusi aggregati di orneblenda, di termini riferibili ad anfiboli incolori chiaramente secondari, di clorite, albite, calcite e microgranulazioni ferro-titanifere. Anche in questo caso si tratta di un probabile termine genericamente basaltico-andesitico di affinità subalcalina.

Carbonifero superiore - Permiano

2.2.2. - *Filoni e ammassi di porfidi granitici (fp)*

Questi filoni (**fp**), di colore grigio rosato per alterazione, orientati secondo direttrici principali circa NE-SW, si rinvencono principalmente nel settore occidentale del Foglio, a S della valle di Aletzia, tra Cuccuru is Abiois e Cuccuru su Cuadroxiu, dove iniettano le arenarie di San Vito (SVI) termometamorfiche. Rari esempi, arealmente circoscritti e con direzioni NW-SE, affiorano a N di Genna de Frocciddaras, dove iniettano i leucosienograniti a biotite (VLD_c).

Presentano struttura generalmente porfirica (indice di porfiricità variabile intorno a 40-15%) con fenocristalli di feldspato-K (ortoclasio), plagioclasio (per lo più albite) e quarzo in cristalli eudrali di taglia plurimillimetrica; la pasta di fondo varia da criptocristallina a felsitica, a microgranulare, a granofirica a sferulitica. Nettamente in subordine è la biotite, di dimensioni submillimetriche e spesso alterata in clorite; tra gli aggregati secondari sono presenti clorite e talora muscovite su fenocristalli e in pasta di fondo; sempre accentuata l'alterazione secondaria.

Questi filoni mostrano caratteri composizionali e strutturali del tutto simili a quelli dei più diffusi sistemi filoniani acidi tardo-ercinici della Sardegna, tipici del Sarrabus e del Gerrei, con particolare riferimento al gruppo dei filoni riolitici con affinità subalcalina, non peraluminosi, di probabile derivazione crostale (ATZORI & TRAVERSA, 1986; RONCA & TRAVERSA, 1996).

Carbonifero superiore - Permiano

2.2.3. - *Filoni idrotermali a quarzo prevalente (fq)*

Probabilmente connessi con le fasi tardive del magmatismo ercinico, i filoni di quarzo (**fq**) sono distribuiti prevalentemente secondo direzioni variabili tra N170 e N020 e meno frequenti E-W. Tali filoni evidenziano tracce di mineralizzazioni a Pb, Zn, Cu, Fe, Wf, Mo, Ba, F, il cui trascorso sfruttamento è testimoniato dalle numerose strutture minerarie degli inizi del secolo scorso, attualmente dismesse.

Tracce di mineralizzazione a barite si osservano ancora presso la miniera di Su Zippiri, lungo la fascia di contatto tra gli scisti paleozoici delle arenarie di San Vito (SVI) e i sedimenti terziari della formazione del Cixerri (CIX).

Le manifestazioni più comuni sono le vene di quarzo, di spessore prevalentemente centimetrico, sotto forma di *stockwork* con i cristalli in accrescimenti a pettine. Sono presenti anche filoni di dimensioni notevoli, che intersecano sia il basamento metamorfico paleozoico sia le masse plutoniche.

Oltre al comune quarzo come componente principale, i filoni contengono elevate quantità di idrossidi di ferro (goethite o altri polimorfi) che, talora, possono anche diventare prevalenti, come nei corpi affioranti nel settore di Su Concali

Mannu, nella valle del Riu Tuvaruttas, dove raggiungono spessori a volte superiori ai 5-6 m. Il più esteso e potente filone di quarzo si sviluppa con direzione NW-SE parallelamente alla valle di Guttururu Derettu all'altezza del Canale Giovanni Pittau; in affioramento è visibile per diverse centinaia di metri con spessori superiori ai 10 m. Concentrazioni di filoni quarzosi sono presenti lungo la strada comunale di Coxinas, all'altezza di Genna de Froccidaras, mentre venette, filoncelli e *stockwork* sono caratteristici del versante nord-occidentale di Campanas de Sisinni Conti. Anch'essi possono contenere, oltre ad abbondanti ossidi di ferro, piccole quantità di barite, fluorite, calcite e solfuri metallici.

Carbonifero superiore - Permiano

3. - SUCCESSIONI VULCANO-SEDIMENTARIE TERZIARIE

Nel Foglio Villacidro non è conservata traccia dei cicli sedimentari marini del Mesozoico, presenti invece in altri settori dell'Isola.

Le successioni vulcano-sedimentarie terziarie caratterizzano il settore orientale del Foglio, esteso tra gli abitati di Sanluri, Furtei, Segariu e Serrenti.

Piccoli affioramenti di depositi marini e continentali eocenici sono preservati entro l'area del Foglio (ASSORGIA *et alii*, 1994) e testimoniano che nell'Eocene Inferiore quest'area è stata trasgredita, anche se la maggior parte dei sedimenti è stata poi asportata dai successivi cicli erosivi continentali.

L'imponente attività vulcanica calcocalina oligo-miocenica viene geneticamente collegata ai fenomeni di subduzione di crosta oceanica verificatisi nel settore ad E della placca sardo-corsa durante i movimenti di deriva continentale (ALVAREZ, 1972; COULON, 1977; SAVELLI *et alii*, 1979; BECCALUVA *et alii*, 1989), ed ai movimenti di rotazione e traslazione del microcontinente sardo-corso. I prodotti di questa attività vulcanica, che inizierebbe intorno a 32-29 Ma e si concluderebbe a 13 Ma (SAVELLI *et alii*, 1979; BECCALUVA *et alii*, 1985), sono rappresentati sia da termini lavici che da termini piroclastici di composizione basico-intermedia ed acida.

In Sardegna una decisa ripresa della sedimentazione marina si ha soprattutto nel Miocene con lo sviluppo di un bacino sedimentario ad andamento meridiano, esteso per oltre 200 km tra il Golfo di Cagliari, a S, e quello dell'Asinara, a N. Tale bacino, in cui si sono depositati oltre 1000 m di sedimenti, si è impostato in un *rift* intracontinentale ("Fossa Sarda" in VARDABASSO, 1962), che viene connesso ai complessi eventi geodinamici oligo-miocenici relativi all'apertura del Mediterraneo occidentale e al distacco e migrazione della microplacca sardo-corsa dal margine continentale sud-europeo (PECORINI, 1966; CHERCHI & MONTADERT, 1984; ASSORGIA *et alii*, 1994).

3.1. - SUCCESSIONE SEDIMENTARIA PALEOGENICA

3.1.1. - *Formazione di Monte Cardiga (FMC)*

Viene riferito a questa formazione l'affioramento posto sul versante settentrionale di Bruncu sa Casa, nella sezione 547 I "Sanluri".

Sono presenti due facies sedimentarie: una carbonatica, l'altra arenaceo-conglomeratica. La facies carbonatica (**FMC_c**) è rappresentata da un calcare arenaceo compatto da grigio scuro ad ocreo, contenente ostreidi nere con valve disarticolate (2-7 cm), in strati decimetrici alternati ad orizzonti argillosi. L'affioramento, l'unico attualmente preservato dai lavori agricoli, è visibile sul taglio della strada in prossimità dell'invaso artificiale dell'Enel, con spessori non superiori ai 60 cm e giacitura N130E/17°W. Le ostreidi rinvenute appartengono al genere *Pycnodonta* sp., indicativo di facies batimetriche dell'infralitorale.

Questi depositi sono stati riferiti all'Eocene Inferiore (PECORINI & POMESANO CHERCHI, 1969; ASSORGIA *et alii*, 1994) anche per la stretta analogia con i sedimenti marini eocenici molto diffusi nella Sardegna sud-orientale.

La facies clastica (**FMC_a**) è rappresentata da arenarie grossolane in cui si intercalano conglomerati clastosostenuti a ciottoli prevalentemente di quarzo, in banchi di circa 1 m di spessore. I clasti, solitamente sul centimetro e ben classati, presentano elevato grado di elaborazione; scarsa la matrice arenacea, solitamente cementata da carbonati, localmente arrossata da ossidi di ferro.

Gli studi isotopici condotti col metodo $Si^{86/87}$ sulle faune a ostreidi hanno fornito tuttavia età contrastanti, riconducibili all'Aquitaniiano-Burdigaliano (BERGGREN *et alii*, 1995). Sebbene i depositi conglomeratici giacciono su quelli piroclastici andesitici oligocenici (DIU), la loro composizione litologica mostra totale assenza di materiale vulcanico; inoltre, le giaciture rilevate, sono molto variabili tra N125E/15°NE, N160E/23°NE e N070E/36°NW, evidenziando chiare dislocazioni entro il deposito. Si ritiene pertanto che l'affioramento in questione possa rappresentare un lembo residuo della trasgressione eocenica strappato, o comunque dislocato, durante la messa in posto delle vulcaniti oligo-mioceniche.

L'età viene pertanto riferita all'Eocene Inferiore.

3.1.2. - *Formazione del Cixerri (CIX)*

Questa formazione affiora tipicamente nella Sardegna sud-occidentale (PECORINI & POMESANO CHERCHI, 1969), ove è costituita in prevalenza da arenarie quarzoso-feldspatiche da fini a medio-grossolane, siltiti giallastre, marne argillose e argille siltose giallo-rossastre, contenenti *burrow* e orizzonti o noduli con-

crezionari ferruginosi, con intercalazioni di conglomerati poligenici a ciottoli di quarzo, scisti e graniti paleozoici, calcari mesozoici e dell'Eocene Inferiore.

Nel Foglio Villacidro sono riferiti alla formazione del Cixerri (CIX) alcuni affioramenti presso la miniera abbandonata di M. Zippiri. Si tratta di depositi arenaceo-conglomeratici molto alterati e interessati da ossidazioni ferrose, in contatto per faglia (N070E) con metasiltiti e metapeliti paleozoiche molto alterate delle arenarie di San Vito (SVI) (fig.23). Lungo la faglia sono presenti tracce di mineralizzazione a barite e galena, oggetto di passate attività minerarie. Non si osserva né la base né il tetto di tale formazione, il cui spessore affiorante è di alcuni metri.

L'ambiente deposizionale viene ricondotto ad un vasto sistema di piana alluvionale progredente verso E (BARCA & PALMERINI, 1973).

Questa formazione, meglio rappresentata in aree più a S limitrofe al Foglio, viene interpretata come una molassa *post*-pirenaica (CHERCHI, 1979; BARCA & COSTAMAGNA, 1997; 2000) anche sulla base del ritrovamento di ciottoli calcarei con microfaune cretache ad affinità iberica, mai rinvenute in posto nell'Isola (CHERCHI, 1979); ciò costituisce prova dell'adiacenza della Sardegna alla penisola iberica durante il Paleogene, come dimostrato anche dai dati paleomagnetici (SAVELLI *et alii*, 1979). Dopo le segnalazioni di fasi tettoniche compressive nel Terziario della Sardegna sud-occidentale (LETOUZEY *et alii*, 1982; CHERCHI & TREMOLIÈRES, 1984, TREMOLIÈRES *et alii*, 1984), il recente rinvenimento di evidenze di tettonica "coalpina" (BARCA & COSTAMAGNA, 1997; 2000), con piegamenti e locali accavallamenti riconducibili ad una possibile Fase Iaramica (Cretacico terminale-Paleocene) e ad una Fase pirenaica (Eocene Inferiore-medio), ha portato ad un riesame delle relazioni esistenti fra tettonica e sedimentazione nell'intervallo fra la fine del Cretacico e l'Eocene-Oligocene nell'Isola.

L'età della formazione del Cixerri non è ben precisata poiché il suo contenuto paleontologico è molto scarso. La base della formazione è in genere attribuita all'Eocene medio per la presenza di livelli calcarei lacustri a pollini (PITTAU DEMELIA, 1979) e Carofite (BARBERI & CHERCHI, 1980), in discordanza sulla sottostante "Serie lignitifera" *Auct.* (Eocene Inferiore-medio). Un'età oligocenica per questa formazione veniva sostenuta da MAXIA (1958) per la presenza di gasteropodi dulcicoli simili a quelli rinvenuti in Francia. Nel settore esaminato, data anche l'esiguità degli affioramenti, non sono visibili i rapporti giacaturali con i prodotti vulcanici oligo-miocenici (fig.24); in altre parti della Sardegna essa risulta attraversata e ricoperta da andesiti calcocalcine di età radiometrica 32-29 Ma (Oligocene superiore) (BELLON *et alii*, 1977; SAVELLI *et alii*, 1979; BECCALUVA *et alii*, 1985).

Sulla base di quanto noto nei più estesi e potenti (200-300 m) affioramenti dell'Iglesiente-Sulcis e delle osservazioni condotte nel Foglio 547 "Cagliari" circa i rapporti stratigrafici con le vulcaniti oligoceniche, l'età di questa formazione risulta compresa nell'intervallo ?Eocene medio - ?Oligocene Inferiore.

3.2. - SUCCESSIONE VULCANICA-OLIGOCENICA DI SERRENTI-FURTEI

Il distretto vulcanico di Serrenti-Furtei (fig.24) occupa il settore compreso tra gli abitati di Furtei, Segariu e Serrenti, sul bordo orientale del *graben* plio-pleistocenico del Campidano.

Nell'area affiorano, oltre alle potenti sequenze vulcaniche del ciclo calcareo oligo-miocenico, localmente in appoggio su metamorfiti del basamento paleozoico, formazioni sedimentarie che vanno dall'Eocene Inferiore al Miocene medio (ASSORGIA *et alii*, 1994). La sequenza vulcanica oligo-miocenica comprende prodotti subaerei di attività sia esplosiva (di caduta di onda e di flusso piroclastico), sia lavica in colate, duomi e corpi subvulcanici, con locali intercalazioni di epiclastiti e sedimenti lacustri.

Correlazioni stratigrafiche basate su criteri litologici e composizionali con altre vulcaniti dello stesso ciclo della Sardegna suggeriscono per il vulcanismo di questo distretto un'età Oligocene superiore (PECORINI, 1966). L'attribuzione stratigrafica si accorda con alcune età K/Ar che variano tra 25.5 ± 1.1 e 23.6 ± 0.9 Ma (SAVELLI *et alii*, 1979), ricalcolate da BECCALUVA *et alii* (1985).

Il campo vulcanico spicca come un alto morfo-strutturale sia rispetto al *graben* plio-pleistocenico del Campidano ad W, che ai sedimenti miocenici ad E. L'assetto tettonico è dato da blocchi separati da faglie, aventi direzioni principali N140E, N-S, E-W, N30÷60E, la cui intersezione è spesso luogo di attività idrotermale e mineralizzazione (RUGGIERI *et alii*, 1997).

L'*horst* centrale è in parte intersecato da alti (M. Santu Miali, Coronas Arrubias) e da bassi strutturali (Sa Pérrima). ASSORGIA *et alii* (1993; 1994) hanno suggerito l'esistenza a M. Porceddu di una depressione vulcano-tettonica dislocata e parzialmente erosa. DESSI *et alii* (1990) suggeriscono per le vulcaniti una messa in posto in duomi lungo il fianco occidentale di un largo complesso calderico, ricoperto nella parte più occidentale da sedimenti di età aquitaniana.

In questo settore la fase più antica del vulcanesimo ha prodotto la messa in posto di lave andesitiche solitamente in duomi, corrispondenti ad esempio ai rilievi di M. Mannu e M. Candidu. Successivamente si è manifestata una attività esplosiva con depositi di *block and ash flow* a breccie eterometriche monogeniche e poligeniche con xenoliti di metamorfiti paleozoiche e frammenti juvenili cementati da matrice cineritica.

La diacronicità degli eventi vulcanici è ben espressa dai rapporti stratigrafici tra le lave in cupole, i prodotti piroclastici intercalati e i depositi epiclastici associati, come anche evidenziato da RUGGIERI *et alii* (1997).

Per le lave andesitiche si è preferito mantenere un'unica campitura, mentre sono state distinte tre unità piroclastiche sulla base delle caratteristiche stratigrafiche, strutturali e tessiturali.

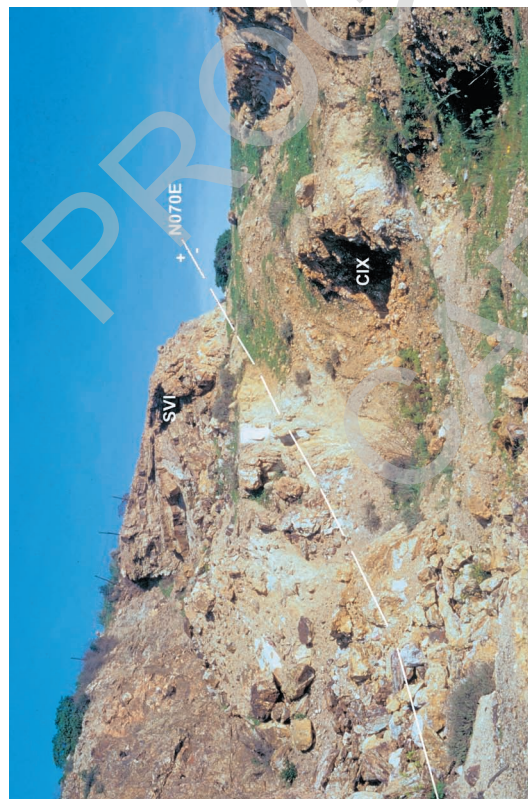
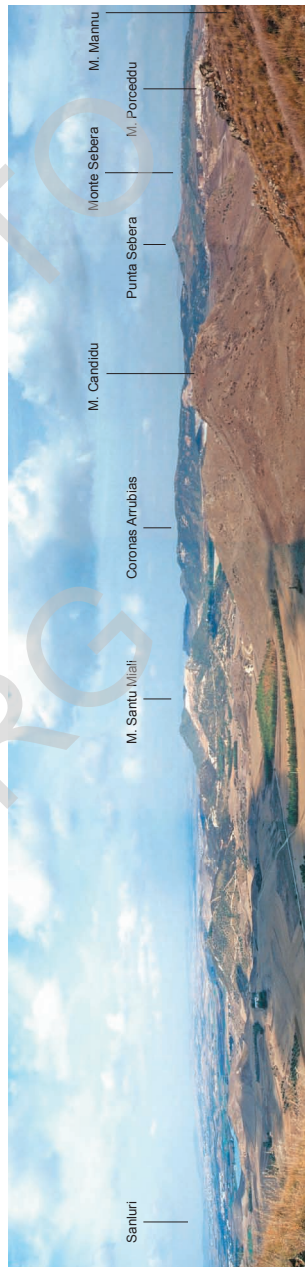


Fig. 23 - Loc. miniera abbandonata di M. Zippiri. Contatto per faglia (N070E) tra la sequenza di metasilicati e metapeliti chiare molto alterate delle arenarie di San Vito (SVI) e i depositi arenaceo-conglomeratici fortemente ossidati della formazione del Cixerri (CIX). Lungo il piano di faglia sono presenti tracce di una mineralizzazione a barite e galena, oggetto di passate attività minerarie.

Fig. 24 - Panoramica sul distretto vulcanico di Serreni-Furtei vista da M. Mannu: in 1° piano a dx: le andesiti di Monte Mannu (MMN) e M. Candidu; in 2° piano: al centro la miniera aurifera di M. Santu Miali (SMI); a dx la miniera dismessa di caolino di M. Porceddu (PDD); sullo sfondo: a sx l'abitato di Santuri sui depositi della formazione piroclastica (PDD) del rilievo di Coronas Arrubias; a dx i rilievi carbonatici di Punta Sebera e Monte Sebera (VLG).



L'intera sequenza vulcano-sedimentaria è stata ridefinita con l'istituzione di nuove unità litostratigrafiche; la mappatura delle diverse unità è stata resa difficile dalle alterazioni idrotermali che hanno interessato gran parte dei prodotti vulcanici.

3.2.1. - *Andesiti anfiboliche di Monte Mannu (MMN)*

Rappresentano la formazione vulcanica più diffusa in affioramento, costituendo l'ossatura della maggior parte dei rilievi presenti nel settore esaminato, ove coprono una superficie complessiva di circa 35 kmq.

La tipologia prevalente è data da lave massive faneritiche da nerastre a grigio-nerastre se fresche, verdastre o violacee se alterate.

Alcuni prodotti mostrano una facies più clastica, probabilmente riferibile ad autobrecciatura connessa con la formazione dei duomi (fig.25a).

La struttura di queste lave è porfirica olocristallina per fenocristalli di plagioclasio andesinico e anfibolo del gruppo dell'orneblenda (max 2 cm), con subordinati quarzo e biotite, e tessitura da isotropa a pseudo-fluidale (fig.25b); la massa di fondo, da micro a criptocristallina, è costituita per lo più da plagioclasio e ossidi di Fe e Ti; talvolta è presente pirosseno augitico in microfenocristalli. Il plagioclasio (An_{44-46} , max 5-6 mm) è la fase più importante ed abbondante; presente in fenocristalli, a zonatura diretta e oscillante, e nella massa di fondo dove mostra tessiture a feltro; sovente è alterato in sericite e calcite. Il quarzo, costituisce una fase accessoria, con abito anedrale e subarrotondato e caratterizzato da frequenti fenomeni di riassorbimento. L'orneblenda è la fase femica più importante, con pleocroismo dal verde al marrone, dimensioni fino a 5-6 mm, solitamente alterata ai bordi, talora con inclusioni di plagioclasio; mostra alterazione in sericite e calcite talora associata a clorite. La biotite, nettamente subordinata, è presente in fenocristalli sui 5-6 mm, solitamente ossidata ai bordi e alterata in clorite. Raramente è presente anche il pirosseno augitico (M. Ollastu, M. Menga, Cuccuru Cabonis) in microfenocristalli e microliti. L'abbondanza di magnetite, ilmenite e idrossidi conferisce spesso alla roccia una colorazione dal marrone al rosso, con variazioni di colore a scala millimetrica.

Queste rocce sono state classificate come andesiti (cfr. § 3.5) nonostante la relativa abbondanza di quarzo, che petrograficamente sposterebbe la composizione verso le daciti.

Le andesiti di questa formazione rappresentano solitamente i prodotti di base del complesso vulcanico. Gli affioramenti più importanti si hanno in corrispondenza di duomi a pianta subcircolare che formano rilievi con altezze intorno ai 300 m, nel settore meridionale del distretto vulcanico. Si tratta di corpi lavici massivi in

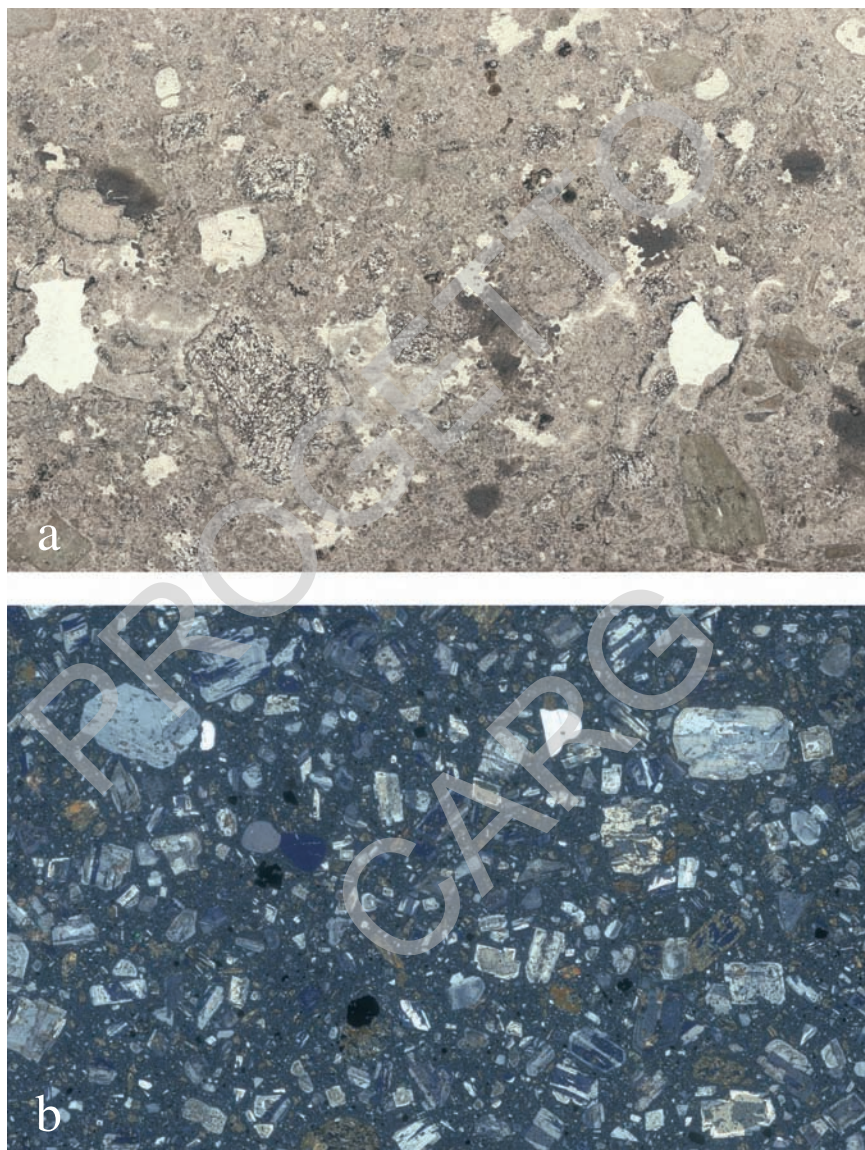


Fig. 25 - a) Loc. vallecola tra S'Argidda e Bruncu de Didus. Facies clastica breccioide nelle andesiti anfiboliche di Monte Mannu (MMN). b) Loc. M. Mannu. Lave andesitiche a struttura porfirica per fenocristalli di plagioclasio e anfibolo, rari quarzo e biotite, tessitura isotropa, in pasta di fondo plagioclasica (andesiti anfiboliche di Monte Mannu, MMN).

genere con struttura sia di duomi singoli (M. Mannu, M. Candidu, M. Atziaddei), sia coalescenti. I duomi di Furtei appartengono in gran parte alla tipologia dei *Peleean Domes* (WILLIAMS & MC BIRNEY, 1979). La loro attività potrebbe essere legata ad eruzioni di tipo intermittente che impediscono un'eruzione continua



di grande volume, con iniezioni di lava molto piccole in confronto alla potenziale quantità di magma disponibile all'interno della camera magmatica.

Sul versante occidentale del duomo di M. Mannu è presente un corpo lavico andesitico (probabile dicco di estrusione) con, alle salbande, inclusi magmatici decimetrici orientati secondo la fluidalità magmatica (fig.26).

Fig. 26 - Loc. M. Mannu, versante occidentale. Particolare delle lave andesitiche con probabile dicco di estrusione con inclusi magmatici decimetrici orientati secondo la fluidalità magmatica.

A SE di Campu Braxiu (fig.27), a N di Cuccuru Tanas e a NW di Case Genna, sono riconoscibili alla periferia di alcuni domi breccie autoclastiche monogeniche a blocchi di lava andesitica prodotte durante l'accrezione della massa lavica.

In corrispondenza del rilievo di Cuccuru Tanas, in appoggio sull'ignimbrite di Monte Ibera (MIR), si osserva una breccia poligenica (fig.28) a clasti subangolosi, eterometrici e caotici, di derivazione sia piroclastica (MIR_a) sia lavica (MMN).

Dall'esame dei clasti non si hanno evidenze di prodotti messi in posto ad alte temperature, ovvero strutture da raffreddamento (*joint* radiali), come avviene nel caso di una breccia autoclastica, mentre si rinvencono pomici: queste osservazioni fanno propendere per un deposito di frana.

La datazione radiometrica col metodo $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ delle medesime lave di Monte Leonaxi (MMN), nell'adiacente Foglio Senorbì, datate a $28,16 \pm 0,39$ Ma, consente di ritenere verosimili una età identica anche per le andesiti di Monte Mannu del Foglio Villacidro. Pertanto l'età di riferimento è l'Oligocene superiore.



Fig. 27 - Loc. SE di Campu Braxiu. Breccie autoclastiche, monogeniche, di andesiti porfiriche prodotte durante l'accrescimento della massa di lava (andesiti anfiboliche di Monte Mannu, MMN).



Fig. 28 - Loc. Cuccuru Tanas. Particolare sul deposito di frana a clasti subangolosi, eterometrici e caotici, dell'ignimbrite di Monte Ibera (MIR_a) e delle lave andesitiche di Monte Mannu (MMN).

3.2.2. - Ignimbrite di Monte Ibera (MIR)

Questo deposito piroclastico affiora su un areale di circa 3 kmq nel settore sud-orientale della sez. I “Sanluri” e nord-orientale della sez. II “Serramanna”, dove caratterizza i terreni immediatamente a N dell’abitato di Serrenti (fig.29).

Sono stati distinti il corpo principale del deposito piroclastico (MIR) e un deposito epiclastico con breccie co-ignimbriche (MIR_a).

Il corpo principale MIR è quello arealmente più diffuso: gli affioramenti meglio esposti sono osservabili sui rilievi di M. Ibera e di M. Atzorcu, in corrispondenza di fronti di cava di cui alcuni (M. Atzorcu) sono attualmente oggetto di attività estrattiva per pietre ornamentali (“Pietra di Serrenti”).



Fig. 29 - Loc. M. Ibera. Depositi di flusso piroclastico dell’ignimbrite di Monte Ibera (MIR) caratterizzano i rilievi di M. Ibera e M. Atzorcu alla periferia settentrionale dell’abitato di Serrenti.

Si tratta di un deposito di flusso piroclastico massivo in facies ignimbrica di colore grigio, in banchi metrici saldati o parzialmente saldati (fig.30), ricchi in pomici prevalentemente bianche e subordinatamente grigie fibrose di dimensioni centimetriche (max 15-20 cm) (fig.31), litici di andesiti violacee e verdastre (max 5 cm), cristalli di plagioclasio e anfibolo.

Solitamente il grado di saldatura risulta inversamente proporzionale all’abbondanza dei litici, talora subarrotondati o con elevato grado di smussamento.



Fig. 30 - Loc. M. Ibera. Sequenza di banchi metrici saldati e non saldati del deposito di flusso piroclastico della ignimbrite di Monte Ibera (MIR).



Fig. 31 - Loc. M. Ibera. Particolare sul banco sommitale saldato ricco in pomici (max 15 cm) del deposito di flusso piroclastico della ignimbrite di Monte Ibera (MIR).



Fig. 32 - Loc. M. Ibera. Joint di raffreddamento alla base della sequenza piroclastica affiorante al top del rilievo (ignimbrite di Monte Ibera, MIR).

La sequenza è interessata da notevole fratturazione (N170E/74°WSW, N20E/38°W) spesso con fratture decimetriche riempite da materiale argillificato.

Alla sommità di M. Ibera è presente un livello saldato, con blanda fessurazione prismatica colonnare (*joint* radiali) e struttura pseudoalveolare, inferiore al decimetro (fig.32), caratterizzato da rari litici di andesite (2-5 cm) e pomici (fig.33) in prevalente matrice cineritica fine grigio-verdastra.

Fig. 33 - Loc. M. Ibera. Particolare sulla struttura del deposito piroclastico presente al top del rilievo.



L'ignimbrite di Monte Ibera mostrerebbe analogie con i prodotti dei vulcani Quilotoa e Pinatubo (Rosi *et alii*, 2001), dove le pomici fibrose non compaiono all'inizio dell'eruzione, ma abbondano successivamente. Le analisi petrografiche confermano per i litici andesitico-dacitici una struttura porfirica con paragenesi a plagioclasio, anfiboli alterati, quarzo, biotite e pirosseno augitico, in cristalli solitamente rotti. La pasta di fondo è generalmente criptocristallina, talvolta microcristallina, da grigia a violacea, formata da microliti di plagioclasio con fasi vetrose alterate e parziale ricristallizzazione.

Le pomici bianche e grigie presentano le stesse associazioni mineralogiche ma diversa tessitura: porfirica e con cristalli ben riconoscibili per le pomici bianche, più fibrosa per le subordinate pomici grigie. In questo deposito piroclastico il plagioclasio, costituente la fase più abbondante, è in genere alterato in sericite e calcite e spesso con inclusioni di ossidi metallici; seguono poi subordinati fenocristalli di anfibolo, talora con bordi di reazione dati da ossidi, e il quarzo, spesso fratturato, è presente anche nella matrice. La biotite, subordinata a plagioclasio e anfibolo, è solitamente alterata in clorite con ossidi metallici e caratterizzata da strutture di deformazione plastica (*kink*).

I campioni prelevati a M. Ibera presentano tutti le stesse fasi mineralogiche, in una matrice da criptocristallina a microporfirica. I campioni della parte basale mostrano una notevole alterazione in calcite e clorite, con modalità differenti per le due fasi mineralogiche: l'alterazione cloritica si concentra maggiormente sulla matrice, mentre la calcite si concentra sui litici. I campioni della parte medio-alta hanno locali variazioni di colore dovute a diversa concentrazione di ossidi e idrossidi e bande sottili con quarzo.

Le osservazioni petrografiche confermano inoltre una graduale diminuzione della "grana" della roccia, mostrando verso l'alto una variazione tessiturale da clasto-sostenuta a matrice-sostenuta.

Il deposito epiclastico **MIR_a** si rinviene alla base di quello piroclastico principale (MIR), su un taglio di circa 3 m esposto poco a S del rilievo omonimo (fig.34), in giacitura debolmente inclinata verso E.

Si tratta di una sequenza epiclastica potente circa 7 m, solitamente interessata da caolinizzazione. È rappresentata, a partire dalla base, da arenarie grossolane a matrice argilloso-cineritica grigio-verdastra chiara (30 cm), sormontate da una breccia poligenica (2,60 m) a clasti di andesite (1-10 cm), metarenarie fini verdastre del basamento paleozoico (SVI?), frammenti cineritici verdastri (0,3-1 cm) con intercalati orizzonti lenticolari metrici (ampiezza sui 25 cm) di calcare arenaceo silicizzato a struttura finemente nodulare e con frequenti patine di ossidi di ferro (ematite e limonite); segue un banco tufaceo cineritico grigio chiaro (30 cm), sormontato da un banco laminitico (50 cm) dato da alternanza di livelli (1-4 cm) di calcare silicizzato grigio chiaro e arenarie cineritiche biancastre; infine, un con-



Fig. 34 - Loc. M. Ibera. Deposito epiclastico (MIR_a) costituito da arenarie, conglomerati e breccie poligeniche co-ignimbritiche alla base della sequenza piroclastica di Monte Ibera (MIR).

glomerato (2,50 m) a clasti di andesite (2-15 cm) e di calcare silicizzato (2-5 cm) in matrice arenacea vulcanogenica, sormontato da un deposito piroclastico fine (1,20 m), di aspetto vacuolare per dissoluzione di litici variamente argillificati.

Poco più ad W, in prossimità della strada a fondo naturale alla periferia N del paese, è presente un circoscritto affioramento di arenarie e siltiti giallastre vulcanogeniche che, sulla base dei rapporti giacitureali, vengono considerate come basali alla facies MIR e ad essa associate. Lo spessore complessivo della sequenza affiorante è stimato intorno a 80 m.

Spessori maggiori per la sequenza piroclastica (>150 m) sono stati messi in evidenza tramite un sondaggio eseguito dalla Società Sarda Trachiti s.r.l. a valle di M. Atzorcu. Tale sondaggio, dopo circa 7 m di depositi alluvionali e colluviali quaternari, ha attraversato prodotti piroclastici saldati e non saldati alternati fino ad 80 m dal piano di campagna. Lo stesso sondaggio ha intercettato un acquifero a -58 m dal piano di campagna.

Localmente, ai piedi dei versanti sud-orientali di Bruncu su Murdegu e M. Crabu (vertice SE della sezione I “Sanluri”), si può osservare l’appoggio dell’ignimbrite di Monte Ibera (MIR) su breccie co-ignimbritiche a blocchi di lave andesitiche di dimensioni da decimetriche a metriche.

Oligocene superiore

3.2.3. - Piroclastiti di Bruncu de Didus (DIU)

Questo deposito piroclastico affiora prevalentemente lungo la vallata di Riu s'Alluminu e Riu Perdaia, a monte della diga del Flumini Mannu a S di Furtei, lungo una fascia orientata circa E-W. Costituisce il complesso collinare tra Bruncu de Didus da cui prende il nome, Su Canniu e Bruncu sa Casa, per una estensione areale di circa 2 kmq.

Si tratta di un deposito di flusso piroclastico saldato, in facies di *block and ash flow*, prevalentemente a blocchi di andesiti, solitamente alterate, con clasti da decimetrici a metrici. L'analisi petrografica rileva una tessitura matrice-sostenuta con fenocristalli, non abbondanti, di plagioclasio, quarzo e fasi femiche rappresentate da anfibolo e forse pirosseno.

Il plagioclasio è la fase più importante ed è solitamente alterato in calcite e in sericite. Il quarzo si rinviene anche come fase microcristallina spesso associato a feldspato. La matrice è per lo più criptocristallina, con feldspato e ossidi metallici, notevolmente alterata in calcite e clorite.

I rilievi di campagna hanno evidenziato che questo deposito mostra solitamente dimensioni decrescenti dei litici andesitici procedendo dagli affioramenti orientali verso quelli più occidentali.

Le facies più grossolane, probabilmente più prossime ai centri eruttivi, sono ben esposte lungo la valle del Riu de s'Alluminu (fig.35), a S di Campu Braxiu,



Fig. 35 - Loc. valle del Riu s'Alluminu. Deposito piroclastico di Bruncu de Didus (DIU) in facies di *block and ash flow*.

dove si rinvengono alla base delle andesiti di Monte Mannu (MMN) con spessori fino a 7-8 m. La parte sommitale dei depositi affioranti lungo la valle mostra di aver subito minore trasporto, dati il basso grado di arrotondamento e la taglia relativamente più grossolana dei litici.

Lungo Riu de s'Alluminu, intercalati nelle facies grossolane, sono presenti depositi piroclastici più fini a matrice cineritica, arricchiti in frammenti del basamento paleozoico (SVI), che potrebbero far pensare ad una emissione in parte fluidizzata proveniente da zone più profonde.

Depositati piroclastici medio-fini e fini (1-3 cm) caratterizzano invece il complesso collinare tra Bruncu de Didus, M. Canniu e Bruncu sa Casa.

A M. Canniu, banchi e livelli piroclastici variamente saldati si mostrano spesso fratturati in scaglie decimetriche, con patine di ossidazione ferrosa e/o manganesifera; rare intercalazioni decimetriche di depositi piroclastici cineritici biancastri, talora laminati, si alternano a banchi piroclastici di materiale molto fine con locale aumento verso l'alto della dimensione dei litici.

A Bruncu de Didus la massa piroclastica ingloba talora blocchi decametrici di andesite faneritica con cristalli di anfibolo sui 2 cm. Le ossidazioni ferrose conferiscono alla roccia una colorazione da rosata a violacea, mentre la silicizzazione definisce spesso sottili orizzonti selciosi.

Tra Bruncu su Murdegu e Cuccuru S. Biagio prevale un deposito piroclastico grossolano, interessato da intensa caolinizzazione e ossidazioni ferrose spinte (Cuccuru S. Biagio: fig.36).

Vengono riferiti a questa unità, sebbene con dubbio, i prodotti piroclastici posti alla sommità di M. Ladu e M. Angurdu (fig.37), contenenti blocchi eterometrici (15 cm-1 m) di andesiti porfiriche anfiboliche in matrice vulcanica fine.

Oligocene superiore

3.2.4. - *Epiclastiti di Serrenti (RRT)*

Ai prodotti andesitici lavici (MMN) e piroclastici (MIR, DIU) si associano depositi epiclastici e sedimentari, accumulatisi in depressioni lacustri. I rapporti stratigrafici che legano questi depositi alle manifestazioni vulcaniche del settore non sono facilmente deducibili, sia per la distribuzione areale limitata e discontinua, sia per il grado di alterazione talora presente.

Questi depositi sono ritenuti successivi all'ignimbrite di Monte Ibera (MIR), che ne rappresenta il substrato localmente affiorante, mentre si ritengono concomitanti sia con le andesiti anfiboliche di Monte Mannu (MMN), rinvenute a tetto e/o a letto di tali depositi, sia con i depositi piroclastici di Bruncu de Didus (DIU) e di Monte Porceddu (PDD), che chiudono la sequenza vulcano-sedimentaria.



Fig. 36 - Loc. Cuccuru S. Biagio. Facies grossolana delle piroclastiti di Bruncu de Didus (DIU) interessata da intensa caolinizzazione e ossidazioni ferrose spinte.



Fig. 37 - Loc. M. Angurdu. Flusso piroclastico, in facies di block and ash flow, a blocchi eterometrici di andesiti anfiboliche in matrice vulcanica fine (piroclastiti di Bruncu de Didus? DIU).

Sono facilmente riconoscibili due facies: una carbonatico-selciferi (RRT_a), l'altra prevalentemente epiclastica (RRT_b).

I calcari selciferi del distretto di Serrenti (RRT_a) sono noti da tempo nella letteratura geologica. Nell'area del Foglio questi depositi si rinvengono in limitati affioramenti in loc. Arruinali, a SE di M. Mannu.

Si tratta di calcari marnosi e selciferi da grigio-chiari a nerastri, di ambiente lacustre, con stratificazione ben marcata, definita da un'alternanza di livelli pelitici chiari, notevolmente silicizzati e deformati da pieghe sinsedimentarie alla mesoscala (fig.38).



Fig. 38 - Loc. Arruinali. Calcari marnosi e selciferi, grigi e nerastri, in alternanza a livelli pelitici chiari silicizzati, variamente deformati da blandi fenomeni plicativi alla micro- e mesoscala (assi $N130E/25^{\circ}NW$). Epiclastiti di Serrenti (RRT_a).

Attribuiti “molto dubitativamente” al Giurassico da LAMARMORA (1857), tali depositi vennero in seguito riferiti da VARDABASSO & GRIMALDI (1935) in parte al Miocene ed in parte al Giurassico; CAVINATO (1959), nel Foglio geologico in scala 1:100.000 “Mandas”, cartografa come miocenici i calcari selciferi di M. Ollastu. MURRU & SALVADORI (1991) riconoscono entro i calcari selciferi di M. Mannu - M. Candidu, che considerano intercalati alle vulcaniti oligo-mioceniche, la presenza di livelli centimetrici con oogoni di *Characeae*, subordinati gasteropodi polmonati integri e rari ostracodi a valve articolate. L'analisi sedimentologica eseguita su un campione rappresentativo (EM076) consente di caratterizzarlo come un *wackestone/mudstone*.

Giacenti isolati su un substrato andesitico, tali calcari sono di dubbia collocazione stratigrafica. Per analogia litologica, vengono considerati coevi ai depositi carbonatici affioranti lungo la valle del Riu de s'Alluminu dove, alla base di una sequenza epiclastica (7-8 m) esposta in sinistra idrografica, affiorano calcari nerastri laminitici, silicizzati, localmente deformati da piccoli *slump* (fig.39) N-vergenti e con assi N050-070E.



Fig. 39 - Loc. Riu de s'Alluminu (alveo a N di M. Menga): Slumping entro i calcari lacustri alla base delle epiclastiti di Serrenti (RRT_b).

La facies epiclastica (RRT_b) affiora più estesamente. La si può osservare in destra idrografica del Riu de s'Alluminu, per uno spessore di 3 m al tetto della facies carbonatica, composta da alternanze ritmiche di marne argillose giallastre, siltiti carbonatiche con frustoli di vegetali silicizzati, siltiti laminitiche (1-5 cm), arenarie fini vulcanogeniche e argille siltose verdognole con frustoli carboniosi (fig.40), in livelli interessati da fratturazioni e deformazioni sinsedimentarie alla piccola scala. Poco oltre si rinvencono affioramenti circoscritti di un conglomerato grossolano (1-7 cm), poligenico, clastosostenuto e ben cementato, spesso circa 1 m. I clasti sono di metasiltiti paleozoiche (SVI), andesiti (MMN) verdastre e violacee, siltiti ocracee (RRT_b) e calcari grigi silicizzati (RRT_a). Un livello di siltiti (15 cm) in giacitura N095E/27°S separa questo banco da un conglomerato breccioide (1.80 m), composizionalmente identico al precedente, interessato da intensa silicizzazione e ossidazioni ferrose.

Questi ultimi affioramenti risultano variamente rimossi e sparsi lungo i terrazzamenti del versante in seguito alle diffuse pratiche agricole, che impediscono di valutare sia l'estensione areale originaria che lo spessore reale della sequenza. Tra gli sparsi massi laminitici silicizzati sono preservati nuclei di pieghe simmetriche (porzioni di *slump?*), che testimoniano l'instabilità vulcano-tettonica del bacino di sedimentazione.



Fig. 40 - Loc. Riu de s'Alluminu (alveo a N di M. Menga). Sequenza epiclastica laminitica (RRT_b), definita da livelli (1-5 cm) di siltiti giallognole, arenarie fini vulcanogeniche, argille siltose verdognole con frustoli carboniosi (0,1-0,5 cm; rari 2 cm). Orizzonti con ossidazioni ematitiche.

Depositi epiclastici simili si osservano sui versanti dei rilievi di M. Angurdu e M. Ladu. Su un substrato costituito dalle andesiti anfiboliche di Monte Mannu (MMN), affiorano arenarie giallastre vulcanogeniche da fini a grossolane (fig.41), talora microconglomeratiche (3-4 cm). Verso l'alto è presente un livello metrico arenaceo, a struttura omogenea, con distribuzione casuale di clasti di andesiti alterate (max 35 cm) e di metarenarie paleozoiche (SVI, <1 cm) verdognole. Su questa sequenza, alla sommità di entrambi i rilievi, poggiano infine i depositi piroclastici di Bruncu de Didus (DIU).

Intercalati alla sequenza piroclastica di M. Porceddu (PDD_a) si rinvencono livelli epiclastici e sedimenti di ambiente lacustre (RRT_b). Si tratta di sabbie e fanghi cineritici, talora fortemente silicizzati, fanghi carboniosi talora a frustoli e arenarie vulcanogeniche, orizzonti microconglomeratici a clasti in matrice criptocristalli-



Fig. 41 - Loc. M. Angurdu, versante SW. Particolare sulla sequenza epiclastica (RRT_b) definita da alternanze di arenarie grossolane, siltiti e conglomerati a componente vulcanogenica.

na a feldspati e ossidi metallici, con quarzo millimetrico subarrotondato e sacche lentiformi di fango siltoso giallino. Il grado di caolinizzazione è ovunque molto elevato e l'ossidazione diffusa. Un deposito epiclastico bruno-violaceo dato da alternanze di fanghi siltosi e livelli brecciosi, in giacitura N155E/50°SW, chiude la sequenza in prossimità della sommità di M. Porceddu.

La sequenza epiclastica (RRT_b) è ben espressa anche a S di M. Porceddu, tra le località Corralzu de is Eguas e Bruncu Antini. In questi settori, interposta tra l'ignimbrite di Monte Ibe-

ra (MIR) alla base e la piroclastite di Monte Porceddu (PDD) al tetto, la sequenza è data da un'alternanza di arenarie e siltiti a componente vulcanogenica variabile.

In loc. M. Ollastu, su un substrato costituito dall'ignimbrite di Monte Ibera (MIR), poggia una sequenza epiclastica di spessore sui 4 m, in giacitura N155E/14°SW. Si tratta di alternanze di arenarie gialline vulcanogeniche da medio-fini a medio-grossolane con intercalati livelli decimetrici e orizzonti centimetrici di arenarie grigio scure e violacee (fig.42), talora laminitiche, con bande millimetriche scure e chiare marcate dalla diversa concentrazione di ossidi e idrossidi; verso l'alto si interpongono sottili livelli lentiformi di fango cineritico grigiastro, spesso in frammenti sparsi (3-10 cm) entro un conglomerato eterometrico grossolano a clasti di arenarie ocracee (2-8 cm). L'analisi petrografica sui livelli più scuri ha evidenziato un contenuto clastico vulcanogenico con cristallizzazioni quarzose secondarie in una matrice criptocristallina fortemente arrossata per ossidazione. L'aumento dell'alterazione argillica nella parte alta della sequenza oblitera le strutture originarie del deposito.

La facies RRT_b affiora anche tra Bruncu Antini e Bruncu Arcaxiu, con arenarie medio-fini, marroncine, a componente vulcanogenica sul mm, distribuita in livelli decimetrici a stratificazione piano-parallela, talora alternate a siltiti gialline, con locali livelli di breccie poligeniche a clasti di andesite. L'analisi petrografica rileva fenocristalli limpidi di quarzo, plagioclasti alterati, clasti di andesiti conte-

nenti plagioclasti e femici alterati in calcite e clorite, talora anfiboli completamente alterati, in massa fondamentale criptocristallina alterata in calcite, clorite e ossidi.

La giacitura è variabile tra N070E/20°NW, N065E/30°NW, N010E/10°W e N130E/25°NE, talora con debole deformazione degli strati. In alcuni affioramenti è notevole la componente argillosa nella matrice, che conferisce al deposito la caratteristica fratturazione concoide “a saponetta”. Localmente i depositi sono fortemente caolinizzati e silicizzati, con tracce di ossidazione ematitica. Notevole la fratturazione da N180E a N150E, subverticale, con locali faglie che mettono a contatto i depositi epiclastici (RRT_b) con quelli di flusso piroclastico (PDD_a) con rigetti metrici. In questi settori, gli spessori complessivi della sequenza epiclastica non superano i 4 m.

Oligocene superiore



Fig. 42 - Loc. M. Ollastu. Sequenza epiclastica (RRT_b) data da alternanze decimetriche e centimetriche di arenarie vulcanogeniche gialline e arenarie grigio-scure e violacee, talora laminitiche, con bande millimetriche scure e chiare marcate dalla diversa concentrazione di ossidi e idrossidi.

3.2.5. - Piroclastiti di Monte Porceddu (PDD)

Questo deposito piroclastico caratterizza i settori orientali del distretto vulcanico di Serrenti-Furtei, estesi tra M. Coronas Arrubias, Sa Pérrima e M. Porceddu, località oggetto di passate attività minerarie. L'intensa caolinizzazione pervade la maggior parte degli affioramenti, obliterando sovente le strutture primarie delle rocce e rendendone difficoltoso il riconoscimento.

Tra le facies distinte, quella prevalente (PDD_a) è rappresentata da un flusso piroclastico di colore rosato o violaceo, con una matrice a tessitura fluidale per isorientazione di pomici policromatiche, fenoclasti di quarzo, anfibolo (orneblenda) e plagioclasio. Esposizioni ottimali sono visibili sui fronti a cielo aperto della miniera dismessa di M. Porceddu, ove si rileva una successione, in parte eteropica, di depositi piroclastici, epiclastici e sedimentari di circa 30 m di spessore (fig.43).



Fig. 43 - Loc. M. Porceddu. Panoramica sulla sequenza piroclastica (PDD_a) fortemente caolinizzata, esposta sul fronte S della ex-miniera a cielo aperto di caolino.

Nella parte basale degli scavi, sulle andesiti anfiboliche di Monte Mannu (MMN) poggiano depositi di flusso piroclastico di colore rosato o violaceo, con litici (1-10 cm) e rari blocchi (50-80 cm) di andesiti porfiriche violacee (fig.44), fiamme isorientate in una matrice ricca di cristalli di quarzo, orneblenda, plagioclasio. Si tratta di bancate fortemente saldate alternate a livelli di cineriti; la roccia si presenta notevolmente fratturata, con vene di quarzo e abbondanti patine a ossidi di ferro. Al materiale piroclastico fine e grossolano, in bancate metriche con giacitura N040E/67°NW, si intercalano livelli e/o orizzonti di cineriti laminitiche con alterazione argillica avanzata, la cui laminazione è spesso marcata da orizzonti scuri arricchiti in ossidi (fig.45).

Sono riferiti alla facies PDD_a anche i tufi cineritici rossastri a lapilli accrezionali ($\emptyset < 1$ cm) osservati in loc. Casteddu, tra M. Ollastu e Coronas Arrubias, dove si rinvencono alla base dei calcari di Villagrecia (VLG) e poggiano sulle andesiti anfiboliche di Monte Mannu (MMN): data l'esiguità degli affioramenti, questi depositi, in livelli decimetrici con spessore complessivo non superiore al metro, non sono stati distinti cartograficamente.

In corrispondenza del rilievo di M. Coronas Arrubias si possono osservare potenti depositi piroclastici in cui si intercalano lenti cineritiche, carbonatiche e prodotti epiclastici; l'intera sequenza è interessata da alterazione argillica avanzata.



Fig. 44 - Loc. M. Porceddu. Particolare sul deposito di flusso piroclastico (PDD_a) affiorante alla base della sequenza piroclastico-epiclastica della ex-miniera di caolino a cielo aperto di M. Porceddu.



Fig. 45 - Loc. ex-miniera di M. Porceddu. Altezze di banchi piroclastici fini e grossolani (PDD_a), con intercalati livelli e/o orizzonti di cineriti laminatiche con alterazione argillica avanzata; la laminazione è spesso marcata da orizzonti arricchiti in ossidi.

Le bancate massive sommitali della sequenza piroclastica sono fortemente silicizzate. Esse costituiscono un *silica cap* (PDD_b) in forte rilievo morfologico lungo quasi tutto il versante. Bancate fortemente silicizzate sono presenti anche tra le località di Sa Rutta de Franciscu Acca, M. Porceddu e M. Ollastu (fig.46), sempre al tetto della sequenza piroclastico-epiclastica (RRT_b).

La genesi di questi depositi viene ricondotta alla precipitazione della silice (*silica sinter*) per fenomeni di epitermalismo verificatisi nel Miocene Inferiore ad opera di fluidi acidi e relativamente freddi (MARINI *et alii*, 1992; RUGGIERI *et alii*, 1997).

Oligocene superiore



Fig. 46 - Loc. M. Ollastu. Panoramica sulla sequenza epiclastico-piroclastica (PDD_b) fortemente caolinizzata, esposta sul fronte di un vecchio scavo sul versante W del rilievo. Banchi silicizzati (*silica cap*) al tetto (PDD_c).

3.2.6. - Complesso di Monte Santu Miali (SMI)

Il settore di M. Santu Miali è stato da tempo oggetto di studio per scopi minerari attraverso analisi di affioramenti e perforazioni; sulla base di precedenti lavori (RUGGIERI *et alii*, 1997: MSMU) tale unità (SMI) era stata interpretata come consistente in breccie diatremiche, *talus* breccie e breccie di riporto risultanti probabilmente da più di una esplosione freatica e/o freatomagmatica; inoltre era

stata ipotizzata la presenza di un condotto diatremico dalla forma a imbuto, con un diametro da 200 a 400 m, circondato da duomi andesitici appartenenti all'unità di Amigu Furoni (RUGGIERI *et alii*, 1997). Nel presente lavoro l'unità di Amigu Furoni è stata considerata come appartenente alle andesiti anfiboliche di Monte Mannu (MMN). Dalle osservazioni di campagna effettuate si è supposto che la struttura vulcanica che caratterizza M. Santu Miali (fig.47) sia formata da un edificio vulcanico di tipo centrale, dove una cupola estrusiva si è messa in posto entro un incassante vulcanoclastico.

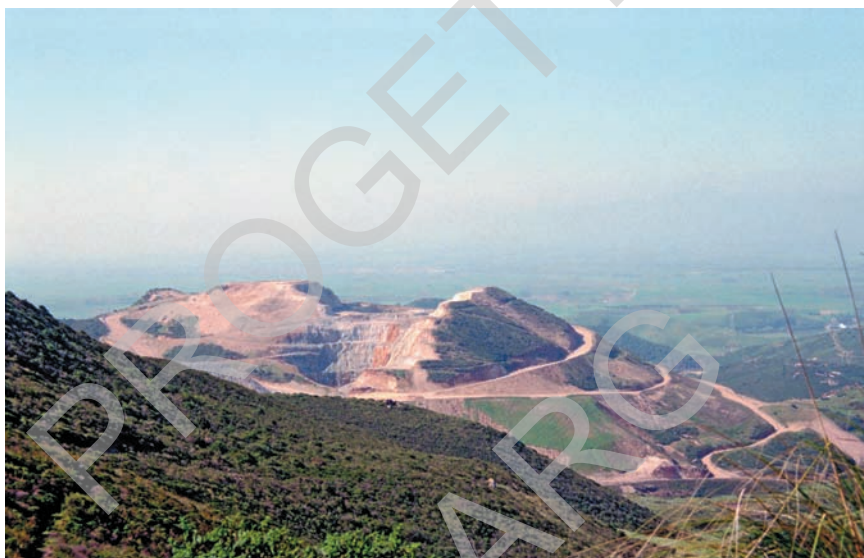


Fig. 47 - Loc. M. Santu Miali. Panoramica degli scavi a cielo aperto della miniera d'oro.

Si tratta di lave andesitiche in duomi, dicchi e colate cui si intercalano breccie eterometriche e tufi massivi e poligenici, prevalentemente a litici di andesite ma con abbondanti clasti di metamorfiti paleozoiche e di lave fortemente silicizzate; sono frequenti fasce di breccie autoclastiche e sedimentarie, prevalentemente ad elementi di andesite (da cui la definizione di complesso, Servizio Geologico d'Italia, Quad. serie III, n.9, par.5.2).

La base della sequenza potrebbe essere rappresentata dagli affioramenti di M. Craboni (fig.48), costituita dal basso verso l'alto da alternanze di brecciole poligeniche con livelletti cineritici a stratificazione piano-parallela ed incrociata, che sfumano in un tufo saldato di colore grigio, con pomici e litici di metamorfiti paleozoiche talora concentrati in livelli preferenziali.

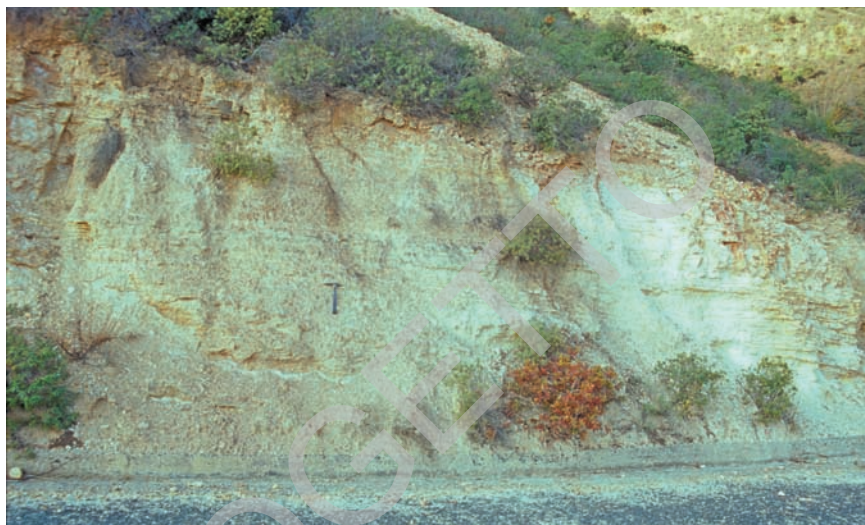


Fig. 48 - Loc. versante S di M. Carboni, taglio stradale. Particolare sulle brecciole poligeniche con livelletti cineritici (SMI) a stratificazione piano-parallela e incrociata a medio-basso angolo.

Le lave che caratterizzano il rilievo di M. Santu Miali (MMN) hanno struttura porfirica per cristalli di anfibolo, plagioclasio, biotite e raro quarzo. La roccia fresca al taglio è grigio-scura, talora nera, tendente al grigio-verdastro o al biancastro nei termini alterati, con porzioni bruno-giallastre o rossastre ove l'ossidazione ferrosa è accentuata. Un ammasso lavico decametrico, intensamente alterato e mineralizzato, è stato messo in evidenza entro le breccie durante gli scavi della porzione sommitale della miniera.

Le vulcanoclastiti che affiorano alle pendici e sulla sommità del rilievo (fig.49) sono caratterizzate da breccie e megabreccie poligeniche massive con clasti di metamorfiti paleozoiche, lave andesitiche e pomici in matrice arenaceo-cineritica. Depositi simili si rinvencono anche tra le località di Pardu Becciu, Amigu Furoni, Monti Carboni e Is Concas. Questi litotipi sono frequentemente interessati da intensa silicizzazione (RUGGIERI *et alii*, 1997) e spiccano in rilievo per erosione differenziale, consentendone la rappresentazione cartografica (SMI_a).

La caratteristica saliente delle vulcaniti di M. Santu Miali è una diffusa alterazione argillica, con caolinizzazione dei fenocristalli di plagioclasio ed argillificazione pervasiva di grandi masse rocciose, e in patine o in sacche entro fratture o diaclasi (RUGGIERI *et alii*, 1997). All'alterazione si associano spesso mineralizzazioni a solfuri e solfosali di Fe e Cu con oro nativo, che sono riferite ad un epitermalismo tardo *post-vulcanico*, probabilmente di età aquitaniana (RUGGIERI *et alii*, 1997).

Le osservazioni effettuate hanno consentito di riferire le strutture e i depositi di M. Santu Miali non ad un condotto diatremico ma a processi probabilmente connessi con la dinamica dei duomi che caratterizza gran parte dei prodotti esplosivi del distretto vulcanico di Serrenti-Furtei. Tali vulcaniti sono state oggetto di intensa attività estrattiva (*Sardinia Gold Mining*), essendo stato il settore uno dei maggiori poli di ricerca aurifera (concessione mineraria nel decennio 1994-2004).

Oligocene superiore



Fig. 49 - Loc. M. Santu Miali. Particolare sulle breccie e brecciole vulcanoclastiche intensamente caolinizzate (SMI), sulla sommità del rilievo omonimo.

3.3. - COMPLESSO VULCANICO DI SILIQUA

3.3.1. - Piroclastiti di Siliqua (SQA)

Affiorano limitatamente in prossimità del vertice SE della sez. III “Villacidro” a S della miniera dismessa di M. Zippiri, lungo il bordo S del Foglio, in basse colline che si elevano una decina di metri sulla pianura circostante. Rappresentano le propaggini più settentrionali del complesso vulcanico di Siliqua, nella valle del Cixerri, a S del Foglio. Data l'esiguità degli affioramenti, sovente mascherati da coltri colluviali, l'osservazione dei caratteri strutturali e tessiturali è spesso difficoltosa. Si tratta di depositi di flusso piroclastico, debolmente cementati, gros-

solamente stratificati, con clasti andesitici angolosi, da metrici a centimetrici, di lava microvescicolata, porfirica per fenocristalli di plagioclasio e anfibolo, in matrice fine di colore chiaro, associati a conglomerati di origine epiclastica.

Non si osserva la base. Tali depositi sono più ampiamente diffusi nel Foglio 556 “Assemini”, al quale si rimanda per approfondimenti ulteriori.

Oligocene superiore

3.4. - SUCCESSIONE VULCANO-SEDIMENTARIA OLIGO-MIOCENICA

3.4.1. - *Formazione di Ussana (USS)*

La formazione di Ussana (PECORINI & POMESANO CHERCHI, 1969) è costituita da conglomerati, breccie e arenarie a matrice argilloso-arenacea rosso-violacea; nella parte alta evolve a microconglomerati, arenarie ed argille, talora siltose e spesso fortemente piritose, localmente fossilifere. Gli ambienti deposizionali (PECORINI & POMESANO CHERCHI, 1969) sono di un sistema di conoide alluvionale - piana alluvionale, con transizione ad ambienti fluvio-lacustri, lagunari e litorali.

Nel Foglio 547 “Villacidro” questa formazione affiora a S del Castello di Monreale (loc. Terra Sisinni Muru). Si tratta di conglomerati clastosostenuti, sovente canalizzati, a clasti di metamorfiti paleozoiche, vulcaniti andesitiche oligoceniche (5-15 cm), raro quarzo arrotondato (10 cm), alternati ad arenarie a matrice argilloso-siltosa fortemente arrossata e argille siltose, in banchi da decimetrici a metrici.

Poco oltre il limite settentrionale del Foglio questa formazione è ben esposta lungo la nuova S.S.131 “Carlo Felice” in corrispondenza degli svincoli che conducono a Sardara ed al vicino complesso termale alberghiero. In tali sezioni, la formazione continentale contiene anche intercalazioni di depositi piroclastici ed è dislocata da faglie dirette N-S e N050E, alcune delle quali chiaramente *sin-sedimentarie*. Altri affioramenti della formazione di Ussana si rinvencono lungo il bordo centro-orientale del Foglio, in loc. M. Canaxis (fig.50).

Si tratta di conglomerati grossolani, eterometrici (fino a 20 cm) ed eterogenei (metamorfiti paleozoiche, porfidi, andesiti oligoceniche, quarzo) ben costipati in una matrice arenacea grossolana, debolmente carbonatica. Alla base del conglomerato si rinviene un livello di arenarie fini, giallastre, sormontate da un orizzonte siltitico-argilloso ocraceo, finemente laminato. Sul versante occidentale del rilievo solo localmente è visibile l'appoggio del conglomerato sull'ignimbrite di Monte Ibera (MIR). Poco più a N, fuori Foglio, lungo i tagli della strada sterrata che risale verso M. Cucui, sono esposte alternanze di conglomerati ed epiclastiti, in brevi sequenze dislocate da faglie dirette (N150E, N040E).

Oligocene superiore - Miocene Inferiore (Aquitano Inferiore)



Fig. 50 - Loc. M. Canaxis. Particolare sulla facies conglomeratica rappresentativa della formazione di Ussana (USS) affiorante alla sommità del rilievo.

3.4.2. - Calcari di Villagrecia (VLG)

Nota in vari settori della Sardegna centro-meridionale (PECORINI & POME-SANO CHERCHI, 1969; CHERCHI, 1974; CHERCHI *et alii*, 2000), questa formazione è ben rappresentata anche nel Foglio Villacidro poco a S e ad W di Segariu. La formazione affiora lungo una dorsale orientata NW-SE variamente smembrata, compresa tra i rilievi di Bruncu su Sensu (a N) e di M. Acutzu (a S) e culminante a P.ta Sebera (360 m), in corrispondenza di estesi solitamente basculati verso N (Segariu), W (M. Coranzura, loc. Sa Gisterra), SW (M. Acutzu) ed E (P.ta Sebera, M. Sebera, M. Tellura).

Si tratta di calcari biancastri, cristallini, massivi, in banchi metrici, alternati a calcareniti, di ambiente recifale in facies bioermale e biostromale, con colonie di coralli (*Porites*, fig.51a), briozoi, alghe calcaree (“*Lithothamnium*”), echinoidi e molluschi (prevalente *Ostrea edulis lamellosa*, Brocchi; fig.51b). Le facies carbonatiche (VLG) sembrano suggerire un iniziale ambiente di scogliera di tipo *fringe-reef* (settore Segariu), sviluppatasi lungo una dorsale vulcanica sommersa che evolve a *barrier reef*, con locali piccole scogliere isolate (*patch reefs*) e banchi carbonatici (*bank reefs*) a profondità variabili. La sua successiva dislocazione è da imputare soprattutto all’attività tettonica terziaria.



Fig. 51 - a) Loc. P.ta Sebera. Particolare sulla bioerma a coralli (*Porites*) entro la formazione dei calcari di Villagreca (VLG); b) Loc. Cava Aprica, Segariu. Particolare sulle faune fossili a pettinidi e ostreidi (*Ostrea edulis lamellosa*) entro i calcari di Villagreca (VLG).

La formazione poggia su un substrato vulcanico di andesiti anfiboliche di Monte Mannu (MMN) e dell'ignimbrite di Monte Ibera (MIR). Localmente poggia tramite una sequenza clastico-carbonatica (fig.52) più o meno spessa, costituita da breccie e conglomerati a elementi subangolosi di andesiti molto alterate in matrice arenacea arrossata, in livelli di spessore decrescente (50-15 cm) verso l'alto, passanti superiormente ad arenarie calcaree (40 cm), argille siltoso-marnose (1 m) e di calcari (20-50 cm) a componente arenacea variabile.



Fig. 52 - Loc. Cava Aprica, Segariu. Particolare sui depositi clastici al passaggio tra i calcari di Villagrecia (VLG) e il substrato di andesiti anfiboliche di Monte Mannu (MMN).

Gli spessori massimi (circa 50 m) della sequenza carbonatica sono ben esposti sui fronti di due cave attive lungo il versante a monte dell'abitato di Segariu, in loc. Costa Faccia a Bidda (fig.53), e in corrispondenza di una cava attualmente inattiva lungo il versante nord-orientale di P.ta Sebera. Spessori superiori presso Segariu sono da riferire a ripetizioni della successione in seguito alle dislocazioni causate da deformazioni gravitative profonde lungo il versante.

Le facies carbonatico-clastiche sono più frequenti negli affioramenti marginali della dorsale carbonatica, con spessori ridotti da 10 m fino a 5-3 m nelle porzioni più meridionali.

Nel settore a SW e a W di Segariu, tra M. Maggiore, P.ta Manna e Bruncu su Sensu, i depositi arenaceo-carbonatici basali evolvono a calcari massivi ad alghie ("Lithothamnium") e molluschi (valve di *Ostrea edulis lamellosa*, Brocchi),



Fig. 53 - Loc. Costa Faccia a Bidda, Segariu. Panoramica sulla sequenza carbonatica dei calcari di Villagrega (VLG) esposta sui fronti della cava Aprica.

calcari cristallini a coralli, briozoi, alghe e ostreidi, talora con livelli di calcare a componente arenacea variabile.

Negli affioramenti tra Bruncu su Sensu e Bau sa Pira, a S di Furtei, su un substrato di andesiti anfiboliche di Monte Mannu (MMN), è esposta una analoga sequenza così costituita dal basso verso l'alto:

- arenarie conglomeratiche (50 cm) giallo-verdastre con ciottoli di andesiti variamente alterate e rare rocce paleozoiche (SVI);
- calcare cristallino (15 cm);
- argille ocracee leggermente siltose (5 cm);
- calcare cristallino (1.20 m) passante ad arenaceo (1 m), con faune a molluschi (*Ostrea edulis lamellosa*) (5-10 cm), pettinidi (5 cm) e frammenti di coralli (*Porites*).

Tale sequenza è dislocata da faglie a gradinata di direzione NE-SW.

A S di Segariu, tra M. Sebera, M. Tellura, M. Coranzura e M. Acutzù, si manifesta un progressivo aumento della componente clastica nei carbonati, fino a livelli (6-7 cm) prettamente arenacei talora grossolani, alternati a calcari bianchi o nocciola massivi, localmente nodulari, e a calcari più arenacei, talora siltitici, giallo-ocracei o giallini; è presente una ricca fauna fossile ad ostreidi articolate e/o disarticolate (\varnothing 2-3 cm fino a 5-8 cm), rari gasteropodi e abbondanti coralli, spesso in frammenti, cui localmente si associano pettinidi e bioturbazioni (loc. Sa Gisterra).

Più a S, in prossimità (M. Orbino) e a ridosso (M. Crastu) dell'abitato di Serrenti, localizzati a quote inferiori, affiorano depositi carbonatici di minore spessore ed estensione (*bank reef?*). Si tratta di calcari massivi, localmente silicizzati, con un'abbondante associazione ad alghe in noduli e rodoliti ("*Lithothamnium?*"), scarsi frammenti di coralli, molluschi in modelli interni e valve disarticolate di *Ostrea* e pettinidi, rari echinidi regolari (*Scutella?*). In questo settore si osserva anche ricricolazione di calcite in vene e filoncelli. La componente clastica tende ad aumentare negli affioramenti ad W di Serrenti, tra località Genna Serrenti e Bruncu Siliqua.

Le analisi isotopiche eseguite col metodo $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ (BROECKER & PENG, 1982; HODELL *et alii*, 1991; MCARTHUR, 1994; 1997) su fossili (*Ostrea*) prelevati in livelli carbonatici (M. Orbino, P.ta Sebera, M. Acutzu, M. Tellura), hanno fornito età intorno a 23 Ma, che consentono di riferire questi depositi all'Aquitaniiano Inferiore.

3.4.3. - *Formazione della Marmilla (RML)*

Questi depositi, noti da tempo alla base del "Complesso marnoso-arenaceo" miocenico del Campidano centro-meridionale (PECORINI & POMESANO CHERCHI, 1969), sono stati successivamente (CHERCHI, 1974) indicati con questo nome formazionale e considerati di età "aquitaniana" (zona a *Globigerinita dissimilis*, sub-zona a *Globigerinoides primordius*). La distinzione di tre cicli sedimentari nel Miocene della Sardegna ha consentito in seguito di riferirli al I ciclo (Aquitaniiano - Burdigaliano inferiore): ASSORGIA *et alii*, 1997a; 1997b; 1997c; SPANO BARCA, 2002.

In questa successione prevalgono sedimenti fini (RML) costituiti da marne arenaceo-argillose e siltiti, siltiti marnose grigie e giallastre, arenarie da medie a fini, distribuiti in alternanze tra il decimetro ed il metro, il cui spessore complessivo dovrebbe essere di qualche centinaio di metri. Le facies grossolane (RML_a), variamente intercalate, sono costituite da conglomerati finemente bioclastici, talora brecciosi, banchi arenaceo-conglomeratici e locali livelli sabbiosi. È inoltre sempre presente una cospicua componente vulcanoclastica che tende a diminuire nelle porzioni sommitali.

L'attività ignea, i caratteri sedimentologici e le strutture plicative sinsedimentarie evidenti alla mesoscala testimoniano un'accentuata instabilità tettonica del bacino di sedimentazione. Questi depositi affiorano nel settore nord-orientale del Foglio, tra gli abitati di Sanluri, Furtei, Segariu e Serrenti, grossomodo confinati tra i km 31 e 51 della S.S.131. Essi giacciono sulle andesiti anfiboliche di Monte Mannu (MMN), le piroclastiti di Monte Porceddu (PDD), l'ignimbrite di Monte Ibera (MIR) ed i calcari di Villagrecia (VLG).

In sintesi, nel Foglio Villacidro la formazione della Marmilla (RML) è rappresentata da facies clastiche fini e medio-fini indistinte (RML), facies conglomeratico-arenacee (RML_a) e facies breccioidi (RML_b).

Esposizioni significative della formazione della Marmilla (RML) si osservano lungo i tagli stradali, in scavi per opere idriche e in sbancamenti vari.

Lungo la S.S.131, tra i km 49 e 50 in loc. Bruncu Orti Comidu, la sequenza esposta si presenta notevolmente disturbata da sistemi di fratture e da pieghe con asse circa E-W. Al nucleo di una piega anticlinale affiorano siltiti argillose grigie (fig.54) sormontate da arenarie fini e medio-fini, siltiti e microconglomerati in alternanze decimetriche, talora debolmente dislocate da faglie dirette (N040E/45°NW, N060E/64°NW). Vi si rinvencono frustoli carboniosi, frammenti ittiolitici (squame), molluschi (pettinidi, 2 mm: *Propeamusium duodecimlamellatum*: Bronn, 1831; pteropodi: *Vaginella* sp., *Cavolinia* sp.), frammenti di radioli di echinidi. Faglie dirette N110E/56°SW pongono a contatto questo deposito con microconglomerati omogenei, a clasti vulcanogenici e siltitici in matrice arenaceo-argillosa grigio-verdastrea (bentonitizzata?) in giacitura sinclinale.

In prossimità del km 49,500 si osservano *megaslumping* in siltiti e arenarie-argillose vulcanoclastiche verdastre. Procedendo verso il km 50 la sequenza mostra giacitura monoclinale (N010E/34°W) con alternanza di strati marnosi e marnoso-siltosi verdastri ad abbondante componente vulcanogenica e frammenti di molluschi, deformati poco oltre in blanda piega sinclinale.



Fig. 54 - Loc. Bruncu Orti Comidu, km 49-50 della S.S.131. Panoramica sulla sequenza siltoso-arenacea deformata da una piega simmetrica il cui nucleo risulta ulteriormente dislocato da faglie dirette a debole rigetto (formazione della Marmilla, RML).

Nei settori più ad E la formazione conserva caratteri sedimentologici molto simili. Alla base del versante meridionale di Cuccuru de su Casu Moiau, su uno sbancamento artificiale orientato NE-SW, è esposta una sequenza monoclinale (giacitura N110E/10°-20°NE) sui 40 m di spessore (fig.55a) costituita da alternanze di siltiti gialle e grigiastre talora finemente laminitiche, marne, marne siltose e arenarie medio-fini arricchite in componente vulcanogenica, in livelli pluri- o sub-decimetrici contenenti abbondanti frammenti ittiolitici (placche dentali, squame), frustoli carboniosi, sottili e minuscoli gusci di bivalvi (*Propeamussium duodecimlamellatum*: Bronn, 1831) talora in frammenti sub-millimetrici e radioli di echinidi.

Localmente la sequenza è disturbata da piccole faglie orientate N055E/70°SE con rigetti verticali di debole entità (di ordine metrico). Nella porzione basale è stata osservata una struttura sedimentaria *tepee-like* di dimensione decimetrica (fig.55b).

Depositi simili, variamente deformati e fagliati, caratterizzano i rilievi collinari tra l'abitato di Sanluri ed il bordo N del Foglio, localmente (N.ghe Gattus) contenenti ricche associazioni fossilifere a bivalvi (*Ostreinella neglecta*), radioli e impronte esterne di Spatangoida, frammenti ittiolitici (squame), granchi (*Neptunus*) e frustoli carboniosi.

Brevi esposizioni sono visibili lungo i tagli della strada Sanluri-Lunamatrona, dove i sedimenti sono localmente intercalati a prodotti piroclastici delle lave di Bruncu su Sensu (BSU_b). Le sezioni esposte sui tagli stradali in prossimità del bordo N del Foglio (curvone di Funtananoa) mostrano una sequenza arenaceousiltitica deformata da pieghe disarmoniche con asse circa N170E suborizzontale, con livelli siltitici variamente silicizzati.

Filoni basici delle lave di Bruncu su Sensu (BSU_a) affiorano più a S dove iniettano, silicizzandoli, i depositi miocenici estesi tra gli abitati di Sanluri e Furtei, come pure quelli affioranti tra località Cuccuru de Marrocco e S. Salvatore e la collina di Bruncu su Sensu - Bau sa Pira, a S di Furtei.

Sul versante meridionale del rilievo di Cuccuru S. Salvatore, la formazione della Marmilla è data da una sequenza di spessore plurimetrico, con giacitura a reggipoggio (N120E/14°NE; N085E/15°N).

Nella parte medio-basale dello stesso rilievo si rinvencono facies clastiche più grossolane (RML_a), date da conglomerati brecciosi a matrice arenacea grossolana, ocraceo-scura, finemente bioclastici per abbondanti frammenti di molluschi (ostreidi) in livelli e/o lenti irregolari di spessore da 15 a 60 cm, alternati ad arenarie da grossolane a fini e siltiti gialline, che passano verso l'alto a termini siltoso-marnosi, talora con marcate alternanze laminitiche chiaro-scure e localmente livelli fortemente silicizzati (fig.56). La giacitura appare più irregolare verso l'alto, per blande deformazioni degli strati.



Fig. 55 - Loc. Cuccuru de su Casu Mo'iau, fattoria Cadeddu. a) Panoramica sulla sequenza siltitico-arenaceo-marmosa della formazione della Marmilla (RML) in giacitura monoclinale (N110E/15°-25° NE); una faglia diretta N055E/72°SE ribassa il blocco sn della sequenza; b) Deformazione plicativa centimetrica (tepee like) nella parte basale della sequenza RML.

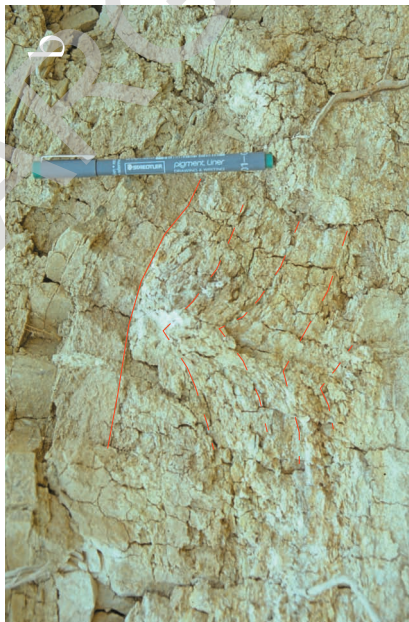


Fig. 56 - Loc. Cuccuru S. Salvatore. Particolare su livelli arenaceo-siltosi della formazione della Marmilla (RML), intensamente silicizzati (colore grigio) dall'intrusione di corpi lavici subvulcanici, infra-miocenici (lave di Bruncu su Sensu, BSU₀).

Più a S, in prossimità del borgo Marmilla presso il bivio di Furtei, un banco metrico di conglomerato finemente breccioide (RML_a), con giacitura fortemente inclinata verso NE, poggia al tetto di una sequenza clastica (RML) di marne argillose, arenarie e siltiti con abbondanti frammenti ittiolitici e frustoli carboniosi. La giacitura di tale sequenza è monoclinale N095E/10°N nella porzione basale (circa 18 m), con livelli variamente deformati nella porzione mediana per *mega-slumping* (fig.57).

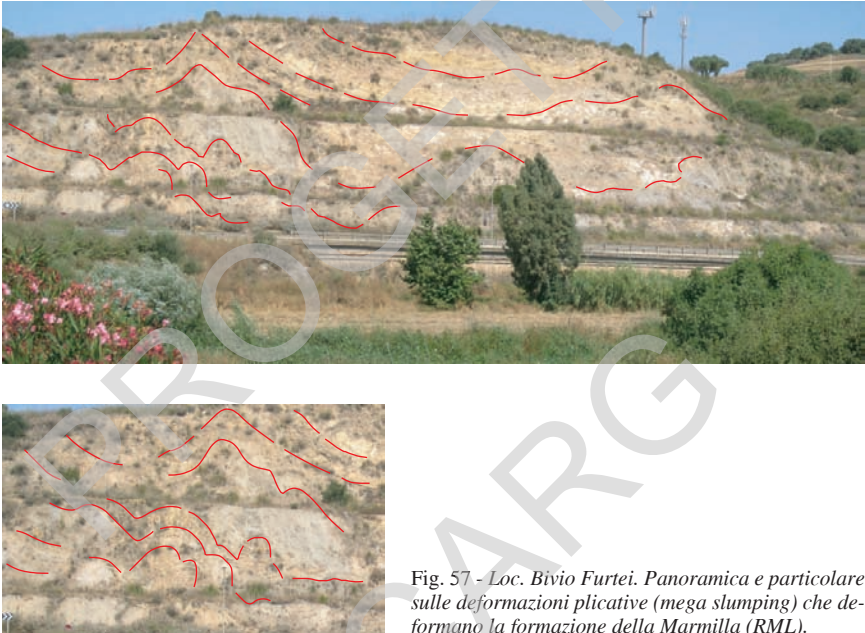


Fig. 57 - Loc. Bivio Furtei. Panoramica e particolare sulle deformazioni plicative (*mega slumping*) che deformano la formazione della Marmilla (RML).

In alcune zone periferiche dell'abitato di Furtei è ancora possibile osservare brevi sequenze della formazione della Marmilla (RML) dove alternanze metriche e decimetriche di siltiti, siltiti marnose ed arenarie sono talora dislocate da faglie dirette. Alla periferia orientale dell'abitato, in uno scavo sul versante si rilevano alcuni metri di arenarie grigio-giallastre alternate a siltiti giallo-ocracee in giacitura N070E/18°SE, con fratture sinsedimentarie (N050E/85°NW) riempite e saturate da sedimenti siltitici, calcari (VLG) e frammenti di coralli (*Porites*).

Sulla collina di Bruncu su Sensu a S di Furtei affiorano siltiti gialline e ocracee alternate ad arenarie fini e grossolane (RML) a componente carbonatica variabile, talora laminitiche (1-3 mm), da gialline a grigio-scure per silicizzazione, con giacitura disomogenea degli strati.

Nel settore nord-orientale del Foglio, tra M. Ollioni e Cuccuru Niu Crobu e tra Is Coroneddas e Cuccuru Cruculeu affiorano alternanze monotone, talora debolmente silicizzate, di siltiti ocracee gialline e nocciola e di arenarie vulcanogeniche fini, grigio chiare e verdastre, con abbondanti frustoli carboniosi, frammenti e modelli interni di molluschi, frammenti ittiolitici (placche, squame) e radioli di echinidi, con giaciture che mettono ancora in evidenza il blando grado di deformazione della sequenza. Sul rilievo che costeggia il Riu Mannu di Geni, in prossimità del nuraghe, entro le siltiti si intercalano banchi metrici di sabbie fini grigie debolmente coese.

Depositi della formazione della Marmilla (RML) caratterizzano inoltre l'areale collinare su cui sorge l'abitato di Segariu, con arenarie da grossolane a fini, siltiti giallognole e marne siltoso-argillose verdastre alternate in banchi metrici e submetrici solitamente a reggipoggio. Gli strati, fortemente inclinati verso NE nelle porzioni basali, mostrano inclinazioni minori sul versante a monte dell'abitato.

Alla periferia SE del paese, lungo il versante destro del rio che attraversa l'abitato, la formazione della Marmilla è dislocata da una faglia diretta orientata circa E-W, che la pone a contatto con i sottostanti calcari di Villagreca (VLG).

Altri affioramenti circoscritti della formazione della Marmilla sono visibili in loc. Costa Faccia a Bidda, a monte dell'abitato di Segariu, dove sequenze di alcuni metri di spessore sono attualmente preservate in strutture canalizzate entro i calcari di Villagreca (VLG) (fig.58), messe in evidenza dai lavori estrattivi (cave Aprica e ICA).

Lungo il bordo orientale del Foglio a SE di Segariu, in loc. Pala Cixiri, ben esposta su uno sbancamento artificiale a quota 205 m, la formazione della Marmilla si presenta deformata in struttura sinclinale con asse N170E suborizzontale. Sul fianco destro della sinclinale, la successione a reggipoggio (N020E/17°NW) è costituita da siltiti, siltiti marnose e marne argillose bioturbate (3,10 m), con frustoli carboniosi, frammenti ittiolitici e molluschi (*Ostreinella neglecta*, *Corbula sp.*, *Venus cfr. multilamella*), alternate a livelli e orizzonti subdecimetrici di arenarie vulcanogeniche a grana media e fine. Chiude la sequenza un conglomerato (50 cm) a ciottoli di rocce paleozoiche (SVI, 2-3 cm) e vulcaniti oligo-mioceniche (5 cm), in matrice arenacea e bioclasti di molluschi (bivalvi: *Ostrea edulis lamellosa*, *Gigantopecten*, *Aequipecten northamptoni*, modello interno di *Euspira*, *Amussium*; gasteropodi: *Conus sp.*, *Protoma cathedralis*). Tale conglomerato, arealmente limitato al nucleo della stretta sinclinale con asse circa N170E, non è cartografabile in quanto in parte smantellato dai lavori di scavo sul versante collinare. Questi depositi, unitamente al contenuto fossilifero, evidenziano una diminuzione della batimetria segnando il passaggio a facies di mare meno profondo, infralitorale.

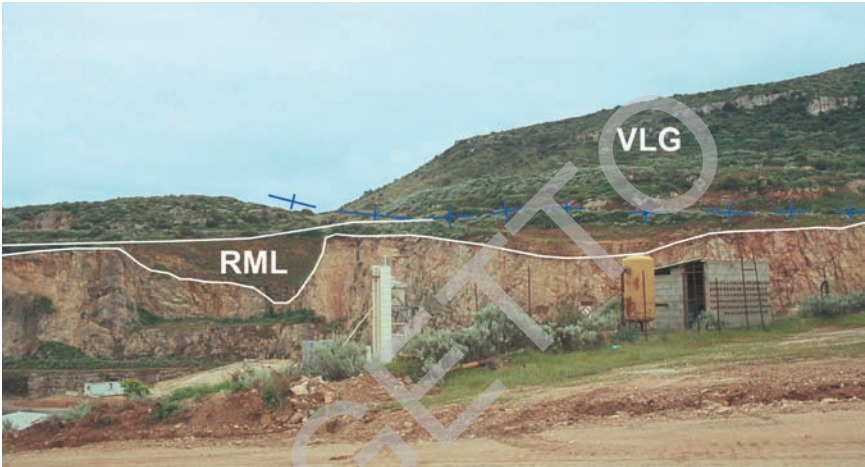


Fig. 58 - Loc. Costa Faccia a Bidda, Segariu. Sequenza marnoso-arenacea della formazione della Marmilla (RML) preservata al tetto dei calcari di Villagreca (VLG), o in canalizzazioni entro gli stessi messe in evidenza dai lavori presso cava Aprica, interessata da una deformazione gravitativa profonda di versante (DGPV).

Buone esposizioni della formazione della Marmilla affiorano ancora più a S, sul versante NE della collina di Bruncu S. Lucia; in un taglio realizzato dall'EAF per la costruzione del canale ripartitore Sud-Ovest si rileva una sequenza a reggi-poggio, in giacitura N160E/15°-22°WSW, di spessore sui 21 m. Nella porzione basale prevalgono sabbie fini e medio-fini quarzoso-feldspatiche, con frammenti di metamorfiti paleozoiche giallognole; verso l'alto si ha un incremento nella componente carbonatica ed una diminuzione della granulometria, evolvendo ad alternanze di siltiti grigio-biancastre e arenarie siltose e carbonatiche in livelli e banchi di spessore dal decimetro al metro. Il contenuto paleontologico è rappresentato da frammenti di molluschi (*Amussium* sp.), rari echinidi irregolari (*Schyzaster*=*Pericosmus* sp., 6 cm), radioli di echinidi, locale fitta bioturbazione suborizzontale (Ø1 cm). Depositi simili caratterizzano tutto il versante che delimita a S il Riu Perda Longa, a monte del quale, in prossimità del km 37 della S.S.131, è visibile il contatto tettonico con le andesiti di Monte Mannu (MMN).

Lateralmente alla S.S.131 in prossimità del km 36, affiorano siltiti arenacee e marne della formazione della Marmilla (RML), talora silicizzate, in appoggio sui calcari di Villagreca (VLG), variamente dislocati da faglie normali.

Sul taglio stradale al 2° bivio di Serrenti affiora una sequenza di spessore sui 3-4 m in giacitura N130E/21°NE. Si tratta di siltiti gialline, talora argillose e arenarie fini quarzoso-feldspatiche grigio-giallastre, a cemento carbonatico, con-

tenenti frammenti di molluschi e radioli di echinidi in livelli e banchi più o meno coesi di spessore inferiore o uguale al metro, talora in blocchi pseudo-boudinati (10-25 cm), localmente dislocati da faglie a debole rigetto.

A S di Serrenti, nell'area dell'omonimo stagno ormai prosciugato, si osserva una transizione abbastanza repentina tra i depositi della formazione della Marmilla e le successive marne di Gesturi (GST). Alcuni dei caratteri sedimentologici osservati (componente vulcanogenica, contenuto fossilifero, granulometrie, grado di deformazione e fratturazione), sebbene non singolarmente decisivi, aiutano nella distinzione delle due formazioni essendo i suddetti caratteri più tipici della formazione della Marmilla.

Inoltre la formazione della Marmilla, di cui si osserva la base in appoggio sui calcari di Villagreca (VLG) poco più a N, mostra in questo settore spessori troppo ridotti per ritenerla in continuità di sedimentazione con transizione graduale alle marne di Gesturi. Il contatto tra le due unità formazionali si ritiene infatti di tipo tettonico, concordando con i dati già noti in letteratura (CASULA *et alii*, 2001) che considerano questo settore strutturato al bordo del *graben* plio-pleistocenico del Campidano.

La Faglia di Monastir, con rigetto sul migliaio di metri, sarebbe responsabile, a ridosso dell'abitato di Serrenti, dell'allineamento tettonico, circa parallelo alla S.S.131, che pone a contatto la formazione della Marmilla (RML) con le vulcaniti di Serrenti (MIR) e le metamorfite paleozoiche (SVI); più a S, una faglia di trasferimento della *master fault* rigetta le marne di Gesturi (GST), ribassandole e ponendole a contatto tettonico con la formazione della Marmilla (RML).

Queste linee tettoniche sarebbero state riprese anche in tempi più recenti, originando le depressioni occupate dalle zone stagnali di Bruncu Laccus e dall'ex stagno di Serrenti, che bordano il settore collinare di loc. Corongiuleddas, dove sono visibili, esposti sui tagli della strada Serrenti-Serramanna, i depositi siltosomarnosi delle marne di Gesturi (GST).

Lungo il Riu Perda Sueus, a SE di Serrenti, alla base delle alluvioni oloceniche, affiora una sequenza qui riferita alla formazione della Marmilla (RML). Si tratta di marne, marne siltose giallastre e arenarie grigio-verdi, a componente clastica vulcanogenica fine, con ricca fauna fossile a molluschi di ambiente infralitorale, rappresentati da gasteropodi (*Tympanotonus cf. deperditus*, *Tympanotonus calcaratus*; *Strombus* cfr. *coronatus* Sacco; *Nerita* cfr. *martiniana* Sacco; *Naticidae*; *Polinices* cf. *proredempta* Sacco; *Aturia* sp.; bivalvi: *Mytilus aquitanicus*; *Mytilus galloprovincialis* Schaffer, *Anomia ephippium rugoloso-striata*, *Psammophila oblonga*, *Callista* cfr. *taurorugosa* (forma juvenile), *Callista chione*, *Capsa lacunosa*, *Venus multilamella*, *Venus* sp., *Megaxinus transversus* (Brn); cirripedi (*Balanus* sp.; frammenti di *scutum*); bioturbazioni; anellidi su frammenti di bivalvi.

La formazione della Marmilla si caratterizza inoltre per la presenza di facies bollose, scoriacee, breccioidi, sovente fortemente arrossate, talora inglobanti frammenti di metamorfiti paleozoiche (SVI) e vulcaniti caolinizzate e silicizzate. Questi depositi sono stati cartografati con la sigla **RML_b**; già noti nella letteratura geologica (ASSORGIA *et alii*, 1994), sono stati interpretati come facies peperitiche prodotte dall'interazione tra magma e sedimento durante il vulcanesimo inframiocenico.

A questa tipologia vengono riferiti i sedimenti osservati a valle della chiesa di S. Sebastiano, a Furtei, e sulla collina in loc. Perda Arrubia, alla periferia orientale del paese. Su un substrato di lave andesitiche anfiboliche di Monte Mannu (MMN) poggia una sequenza di siltiti, siltiti marnose e arenacee gialline, in facies tipiche della formazione della Marmilla (RML), con giacitura N060E/26°NW, N070E/22°NW, localmente variabile (N100E/15°NE, N145E/5°NE). Seguono intercalazioni irregolari di depositi finemente breccioidi fortemente arrossati, in facies bollosa scoriacea, localmente caotici o in iniezioni subverticali, talora con marcate linee di fluidalità (fig.59).

In loc. Domus de s'Abila, a SW di P.ta Manna, tra i calcari di Villagrecia (VLG) e le sottostanti andesiti anfiboliche (MMN) si interpone un deposito clastico massivo potente 6-7 m, finemente breccioide e arrossato, con caratteri litologici che ricordano quelli delle facies peperitiche (RML_a) esposte più a valle, alle quali tali depositi vengono pertanto riferiti.

L'insieme delle associazioni macropaleontologiche e dei caratteri sedimentologici presenti nella formazione della Marmilla consentono di ricondurne la sedimentazione ad ambienti di piattaforma del circolitorale interno ed esterno, talora con passaggi a facies batiali più profonde o a facies più prossimali dell'infralitorale. Lo studio delle associazioni a nannoplancton ha evidenziato una zonazione cronologica nei depositi della formazione della Marmilla.

Nel settore settentrionale del Foglio (tra Cuccuru de su Casu Moiau, Furtei, Pala Cixiri e Bruncu S. Lucia) è stata identificata la Zona a *Helicosphaera carteri* (MNN2a) dell'Aquitaniiano superiore-Burdigaliano inferiore; nella zona centrale (bivio di Serrenti), le associazioni indicano la transizione tra la Zona a *Helicosphaera ampliapertura* (MNN2b) del Burdigaliano inferiore e la Zona a *Sphenolithus belemnus* (MNN3a) del Burdigaliano inferiore p.p. (MARTINI, 1971).

Risulta difficile definire lo spessore complessivo della formazione, probabilmente dell'ordine di alcune centinaia di metri, in quanto la stessa si presenta variamente fagliata e deformata sia da pieghe blande con assi di direzione E-W, sia da fenomeni plicativi più intensi con pieghe asimmetriche ad assi con *trend* N170E-N150E.

L'età della formazione della Marmilla viene riferita all'Aquitaniiano - Burdigaliano inferiore.



Fig. 59 - Loc. Perda Arrubia. Formazione della Marmilla (RML): depositi in facies peperitica, finemente breccioidi, fortemente arrossati, con bollosità scoriacea (a), localmente caotici o iniettati in fasce subverticali (b), talora con marcate linee di fluidalità (c).

3.4.4. - *Lave e piroclastiti di Bruncu su Sensu (BSU)*

Entro i sedimenti miocenici sono stati rinvenuti prodotti lavici e piroclastici, già noti (PECORINI, 1966; ASSORGIA *et alii*, 1994) e ricollegati alle manifestazioni vulcaniche sottomarine della Marmilla (MACCIONI, 1969; 1974).

I prodotti lavici (**BSU_a**) si rinvengono sul rilievo di Bruncu su Sensu, a SW di Furtei, ove iniettano i sedimenti della formazione della Marmilla (RML). Si tratta di basalti e andesiti basaltiche grigio-nerastri con tessitura da fluidale a isotropa, struttura porfirica per fenocristalli di plagioclasio, pirosseno, olivina, in pasta fondamentale plagioclasico-pirossenica. Corpi filoniani allungati in direzione NE-SW ad E di Sanluri, tra le località Cuccuru de Marrocco e Corongia, attraversano la formazione della Marmilla (RML). I sedimenti prossimi al contatto con tali lave sono interessati da termometamorfismo che conferisce alla roccia una più o meno marcata silicizzazione.

I prodotti piroclastici (**BSU_b**), sottoforma di filoni, dicchi, *sill* e brevi colate, affiorano lungo la S.P. Sanluri - Lunamatrona, in loc. Funtananoa, ove si intercalano ai depositi arenaceo-pelitici della formazione della Marmilla (RML) con giacitura lentiforme e spessore massimo non superiore ai 2-3 m.

Si tratta di piroclastiti ad elementi di andesiti porfiriche anfiboliche, con alterazione argillica e propilitica che conferisce loro una colorazione verdolina. Depositi simili si rinvengono lungo il versante destro che costeggia Riu Sassoni; più a SE, sui fronti di vecchie cave dismesse e sui tagli della strada comunale di Villamar, sono esposte bancate di arenarie con abbondante componente vulcanogenica.

Le analisi chimiche *XRF* (v. tab.2 § 3.5.) mostrano una variazione composizionale da basalti ad andesiti basaltiche con contenuti medi in K (serie calcalcina); il contenuto in silice varia da 50,41% a 53,39%.

Nuove datazioni radiometriche ³⁹Ar/⁴⁰Ar, seppure con un margine di errore molto ampio per questo metodo, hanno dato un'età di 19,7 ± 4,1 Ma corrispondente al Burdigaliano inferiore, in buon accordo con la posizione stratigrafica di questi prodotti vulcanici.

3.4.5. - *Marne di Gesturi (GST)*

Le marne di Gesturi (CHERCHI, 1974) sono note nella letteratura geologica come una successione monotona, potente diverse centinaia di metri, che caratterizza estesi areali della Sardegna centro-meridionale. Nel Foglio 547 "Villacidro" questi depositi si rilevano nell'areale compreso tra Bruncu sa Casa e Bruncu Orri, a S di Serrenti.

La formazione è costituita da marne arenacee e siltitiche con subordinate intercalazioni di arenarie e localmente di calcari a “*Lithothamnium*” e calcareniti (IACCARINO *et alii*, 1985). Vengono distinte due facies: una marnoso-arenacea (GST) ed una piroclastico-epiclastica subordinata (GST_a) (PECORINI & POMESANO CHERCHI, 1969). La facies marnoso-arenacea (GST) è data da arenarie, siltiti, siltiti marnose e marne arenaceo-argillose. La sequenza mostra prevalenza di facies arenaceo-siltitiche nei settori più settentrionali, tra Bruncu sa Casa e Bruncu su Castiu, con aumento dei termini marnoso-siltosi e/o argillosi verso S, fino al rilievo di Bruncu Orri, che denota in tal modo un approfondimento del bacino di sedimentazione procedendo da N a S. Le marne, da gialle a grigie, mostrano marcata fissilità nei termini più siltitici e fratturazione pseudo-concoide (“a saponetta”) nei termini più argillosi. Laminazioni piano-parallele e rare ondulazioni sono associate ad evidenti alternanze tessiturali. In loc. Corongiueddas banchi submetrici di siltiti marnose e marne argillose sono esposti lungo i tagli della S.P. Serrenti-Serramanna. In questo settore è visibile il contatto per faglia (N175E/85°W) (fig.60) tra le marne di Gesturi (GST) ed un deposito conglomeratico grossolano riferito al Pleistocene superiore (PVM_{2a}).

Non essendo visibile il contatto basale con la sottostante formazione della Marmilla, risulta difficoltoso stabilire il tipo di passaggio tra le due unità formazionali. Nella letteratura geologica si considerano le marne di Gesturi direttamente in contatto tettonico con le vulcaniti (MIR) a ridosso di Serrenti.

Nello stesso settore, si ritiene probabile un doppio contatto tettonico: il primo tra la formazione della Marmilla (RML) e l'ignimbrite di M. Ibera (MIR); il secondo tra la formazione della Marmilla (RML) e le marne di Gesturi (GST). Sebbene non evidente all'affioramento, tale contatto tettonico si localizza a S di Bruncu su Castiu, secondo un allineamento NW-SE passante per l'ex stagno di Serrenti, la cui depressione potrebbe costituire indizio di riattivazione in tempi recenti.

Tra i caratteri discrezionali che consentono, in questo settore, di differenziare le due formazioni si sottolinea l'assenza della componente vulcanoclastica nelle marne di Gesturi (GST) e, viceversa, la sua presenza seppure scarsa nella formazione della Marmilla (RML). Le giaciture inoltre sono solitamente omogenee e suborizzontali nelle marne di Gesturi, con inclinazioni maggiori solo in corrispondenza di discontinuità tettoniche; direzioni e inclinazioni risultano invece molto variabili entro la formazione della Marmilla interessata da un accentuato grado di deformazione che rivela una forte instabilità tettonica e vulcano-tettonica del bacino sedimentario.

La facies piroclastico-epiclastica (GST_a) è costituita da livelli tuftici e piroclastici (VARDABASSO, 1962; PECORINI, 1974) ad elementi pomicei, cristalli di sanidino, plagioclasti, quarzo, biotite e vetro vulcanico, in cui si intercalano

sabbioni epiclastici. Tale facies, ascritta ad un evento vulcanico sottomarino del Langhiano (PECORINI, 1974), è stata osservata in due limitati affioramenti di spessore sul metro, tra località Costa Orri e Garroppu Saliu, ad W di Bruncu Orri.

Lo studio delle malacofaune fossili rinvenute nelle marne di Gesturi affioranti nel Foglio ha evidenziato associazioni a bivalvi (*Propeamussium duodecimplamellatum*) e gasteropodi (*Vaginella depressa*, *V. austriaca*, *Clio pedemontana*), associate a bioturbazioni a sviluppo orizzontale, il cui piano batimetrico indica il passaggio circalitorale-epibatiale (C. Spano, Università di Cagliari).

Le analisi micropaleontologiche condotte sul nannoplancton (Zona a *Helicosphaera ampliapertura* - *Sphenolithus heteromorphus*: Zona MNN4a) (FORNACIARI *et alii*, 1996; MARTINI, 1971) indicano per le marne di Gesturi di questo settore un'età riferibile al Burdigaliano superiore, che confermano in parte l'età delle associazioni a foraminiferi (Zona a *Globigerinoides trilobus*, Zona N7 Blow e limite Zona a *Globigerinoides trilobus* - *Praeorbulina glomerata*, Zona N7-N8 Blow) note in letteratura (BLOW, 1969, CHERCHI, 1974; ROBBA & SPANO, 1978; IACCARINO *et alii*, 1985; ODIN, 1994) e consentono un riferimento fino al Langhiano medio.

L'età delle marne di Gesturi è perciò attribuibile al Burdigaliano superiore - Langhiano medio.

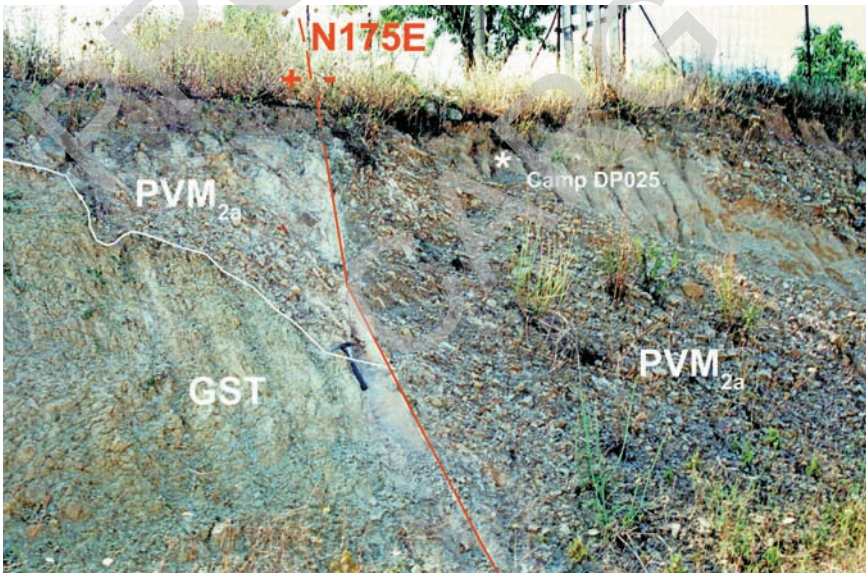


Fig. 60 - Loc. Corongiuleddas, S.P. Serrenti-Serramanna. Sequenza marnoso-arenacea miocenica delle marne di Gesturi (GST) dislocata da una faglia diretta (N175E/85°W) che la pone a contatto con un deposito ghiaioso poligenico pleistocenico del subsistema di Portoscuso (PVM_{2a}).

3.5. - CARATTERIZZAZIONE CHIMICA DELLE VULCANITI OLIGO-MIOCENICHE

Al fine di caratterizzare dal punto di vista chimico e quindi di classificare le vulcaniti oligo-mioceniche del Foglio 547 “Villacidro”, è stato selezionato un numero complessivo di 19 campioni tra le andesiti anfiboliche di Monte Mannu (MMN), le ignimbrite di Monte Ibera (MIR), le piroclastiti di Monte Porceddu (PDD) e le lave di Bruncu su Sensu (BSU). Sono state realizzate analisi chimiche XRF degli elementi maggiori (tab.2) ed in traccia (tab.3), elaborate presso il Dipartimento di Scienze della Terra dell’Università di Pisa. Poichè sia le analisi petrografiche sia quelle chimiche hanno evidenziato la presenza di alterazioni delle fasi minerali oltre che della massa fondamentale con contenuto elevato in H₂O (11.68%) ed anomalie in Na₂O (8.09%), i campioni EM098 (M. Porceddu) ed EM044 (M. Ibera) non sono stati presi in considerazione per la classificazione.

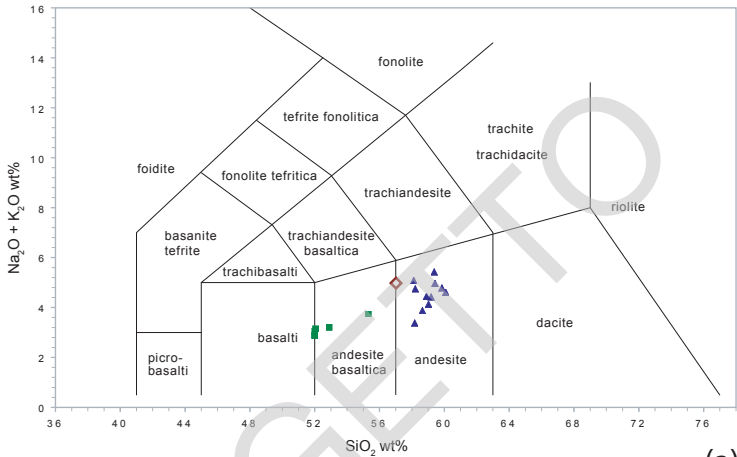
3.5.1. - Elementi maggiori

Nel diagramma TAS (LE BAS *et alii*, 1986) di classificazione delle rocce vulcaniche (fig.61a), i campioni delle vulcaniti analizzate (tab.2) mostrano un chimismo variabile da basico ad intermedio, con contenuti in SiO₂ compresi tra circa 52% e 61%. Le vulcaniti del Foglio Villacidro appartengono quindi alle serie subalcaline (IRVINE & BARAGAR, 1971) e più precisamente alla serie calcalcalina (fig.61b) a contenuto medio in K₂O (fig.61c).

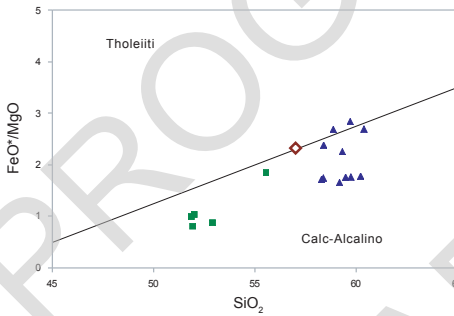
In particolare, le andesiti anfiboliche di Monte Mannu (MMN) mostrano una composizione abbastanza omogenea all’interno della serie calcalcalina media in K, con un contenuto in silice tra il 58% ed il 61%, e sono classificate come andesiti nonostante la presenza di cristalli di quarzo. Anche il campione rappresentativo dell’ignimbrite di Monte Ibera (MIR: EM043) mostra una composizione andesitica, ma il dato potrebbe essere impreciso sia a causa di una certa alterazione della roccia sia per l’esiguo numero di campioni. Le lave di Bruncu su Sensu (BSU_a) (basalti ed andesiti basaltiche) mostrano un contenuto in silice compreso tra il 52% ed il 56%; complessivamente le analisi chimiche risultano in accordo con le osservazioni petrografiche.

3.5.2. - Elementi in traccia

I contenuti degli elementi in traccia sono caratterizzati da valori più alti degli elementi a grande raggio ionico (LILE) e a bassa forza di campo (LSFE) rispetto a quelli ad alta forza di campo (HSFE). Per meglio visualizzare questi



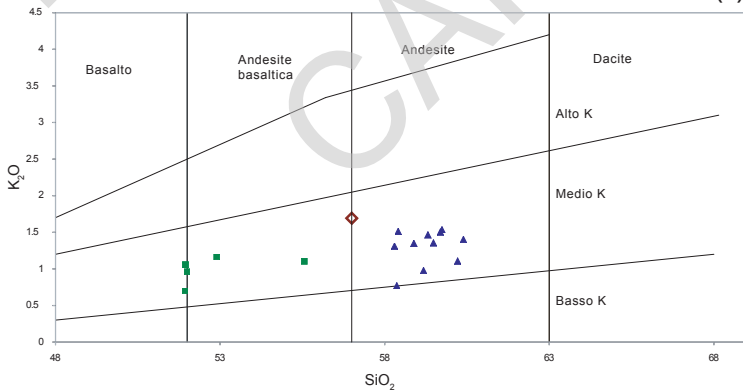
(a)



Legenda

- ◊ ignimbrite di Monte Ibera (MIR)
- lave di Bruncu su Sensu (BSU_a)
- ▲ andesiti anfiboliche di Monte Mannu (MMN)

(b)



(c)

Fig. 61 - Diagrammi di classificazione delle vulcaniti oligo-mioceniche del Foglio 547 "Villacidro": a) TAS (Total alkali-silica, LE BAS et alii, 1986); b) $\text{FeO}^*/\text{MgO}-\text{SiO}_2$ (MIYASHIRO, 1975); c) $\text{SiO}_2-\text{K}_2\text{O}$ (PECCERILLO & TAYLOR, 1976).

Tab. 2 - *Analisi chimiche XRF degli elementi maggiori (%) di campioni rappresentativi delle vulcaniti oligo-mioceniche ricadenti nel Foglio 547 "Villacidro".*

Sigla U.F.	MMN												MIR _a				BSU _a				BSU
	EM020	EM022	EM052	EM1059	EM062	EM071	EM073	EM1080	EM1085	EM082	EM122	EM043	EM049	EM063	EM127	DP023	EM058				
SiO ₂	56,63	56,64	59,20	58,53	59,66	56,24	59,01	57,19	57,42	56,55	56,47	55,43	53,39	50,95	50,41	51,75	50,58				
TiO ₂	0,44	0,51	0,47	0,46	0,47	0,46	0,50	0,53	0,46	0,48	0,45	0,61	0,48	0,59	0,58	0,60	0,60				
Al ₂ O ₃	17,82	18,01	18,99	17,39	17,95	17,75	18,54	18,86	17,65	17,65	17,47	18,80	16,86	15,03	13,10	14,11	14,89				
Fe ₂ O ₃	2,04	2,19	1,82	2,26	2,09	2,15	2,35	2,38	2,11	2,14	2,09	2,52	2,44	3,02	3,00	2,89	3,03				
FeO	4,07	4,38	3,64	4,52	4,18	4,31	4,70	4,75	4,21	4,28	4,18	5,03	4,89	6,03	6,00	5,79	6,06				
MnO	0,12	0,15	0,11	0,15	0,16	0,13	0,24	0,17	0,12	0,11	0,06	0,14	0,13	0,16	0,16	0,16	0,16				
MgO	2,20	3,65	1,95	3,70	3,39	3,58	2,41	2,90	3,47	3,73	2,69	3,14	3,87	8,66	10,92	9,64	8,80				
CaO	8,91	6,29	6,92	5,69	6,09	8,27	5,29	6,08	6,51	6,05	7,60	6,19	10,13	10,13	9,55	9,40	10,14				
Na ₂ O	2,15	3,50	3,02	3,19	3,46	2,19	3,74	2,97	2,73	3,10	2,29	3,05	2,25	1,78	1,57	1,65	1,75				
K ₂ O	1,30	1,28	1,38	1,51	1,10	0,75	1,49	1,49	1,32	0,94	1,40	1,64	1,06	0,94	1,03	1,14	0,68				
P ₂ O ₅	0,04	0,06	0,12	0,06	0,06	0,04	0,06	0,06	0,06	0,06	0,04	0,12	0,05	0,04	0,05	0,05	0,04				
LaO.I.	3,53	2,90	2,52	2,37	1,88	3,63	1,32	2,11	3,71	4,43	4,85	2,38	3,84	2,50	2,93	2,55	2,08				
Tot.	99,25	99,56	100,13	99,83	100,49	99,50	99,66	99,49	99,77	99,51	99,59	99,05	99,39	99,83	99,30	99,73	98,81				

Tab. 3 - Analisi chimiche XRF degli elementi in traccia (ppm) di campioni rappresentativi delle vulcaniti oligo-mioceniche ricadenti nel Foglio 547 "Villacidro".

		Ce	Ba	La	Ni	Cr	V	Co	Nb	Zr	Y	Sr	Rb
MMN	EM020	25	194	11	9	26	149	16	2	77	15	275	54
	EM022	23	275	10	8	21	132	18	4	72	17	357	39
	EM052	24	306	12	3	7	112	13	4	107	18	349	49
	EM059	29	335	18	7	23	139	19	3	74	17	314	45
	EM062	26	367	14	7	30	136	17	4	73	17	368	28
	EM071	24	241	10	9	44	172	21	2	74	16	309	29
	EM073	20	296	12	6	19	126	18	3	73	17	352	47
	EM080	27	292	12	8	16	177	21	4	65	16	357	44
	EM082	20	310	12	8	19	151	19	3	74	15	341	25
	EM085	34	239	12	6	20	153	19	4	80	15	316	45
	EM122	21	235	12	24	169	232	20	3	66	13	390	44
BSU _a	EM049	25	226	5	15	90	194	22	2	59	14	352	33
	EM058	21	838	8	105	306	231	35	3	63	17	325	18
	EM063	22	195	8	105	326	225	36	1	58	16	220	30
	EM127	21	194	13	160	488	215	41	3	64	16	209	35
	DP023	28	242	10	126	426	204	36	3	77	18	235	37
MIR _a	EM043	23	214	7	6	17	148	19	3	67	15	370	46

aspetti le abbondanze relative di questo gruppo di elementi in traccia sono state normalizzate rispetto al mantello primitivo (Mc DONOUGH *et alii*, 1992) e riprodotte nel diagramma di fig.62.

Le lave di Bruncu su Sensu e i basalti e le andesiti basaltiche occupano generalmente la parte inferiore del diagramma, con qualche sovrapposizione rispetto alle andesiti anfiboliche di Monte Mannu (MMN) e l'ignimbrite di Monte Ibera (MIR); in particolare il campione EM058 è caratterizzato da una forte anomalia positiva in Ba una forte anomalia negativa in Nb, maggiormente accentuata in alcuni campioni di Bruncu su Sensu.

In letteratura gli alti contenuti di elementi *LSFE* vengono spiegati generalmente come dovuti a processi di metasomatizzazione del mantello sorgente, mentre i bassi contenuti di elementi *HSFE* sono stati spiegati come dovuti ad un maggior grado di fusione parziale di una sorgente di tipo *MORB*, o alla presenza di fasi residuali nel mantello ricche in questi elementi.

Tra gli altri elementi in traccia, inoltre, si possono osservare bassi contenuti di V, Cr, Ni e Co. I bassi valori di Ni e Co sono presumibilmente legati al frazionamento di olivina, mentre la rapida diminuzione di Cr è legata a frazionamento di spinello o di clinopirosseno.

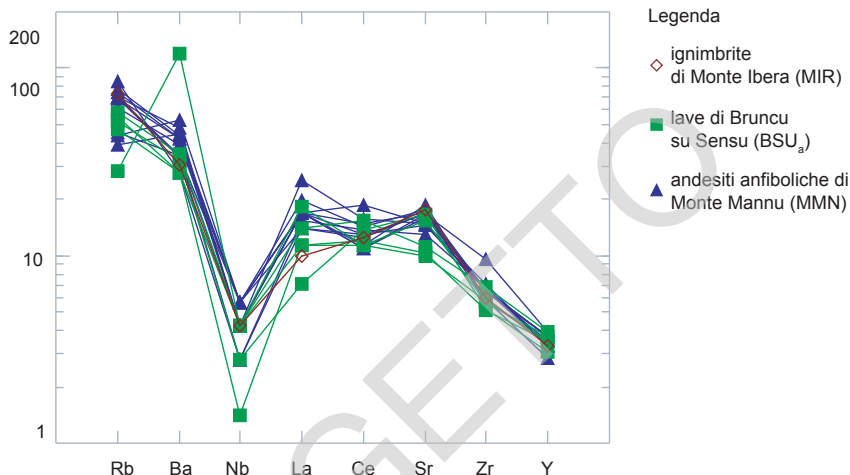


Fig. 62 - Diagramma di normalizzazione rispetto al mantello primitivo (McDONOUGH et alii, 1992) dei campioni di vulcaniti oligo-mioceniche del Foglio 547 "Villacidro".

Per caratterizzare meglio, dal punto di vista dell'affinità petrogenetica e dell'ambiente geodinamico di formazione, le vulcaniti del Foglio Villacidro, i campioni rappresentativi sono stati inseriti in una serie di diagrammi discriminanti che fanno uso di coppie di elementi maggiori e in traccia.

Il diagramma Ti-V di fig.63 (SHERVAIS, 1982) è utilizzato per distinguere tra tholeiiti di arco vulcanico, MORB e basalti alcalini di intraplacca; le variazioni di V relativamente a Ti sono in relazione con l'attività dell'ossigeno e con processi

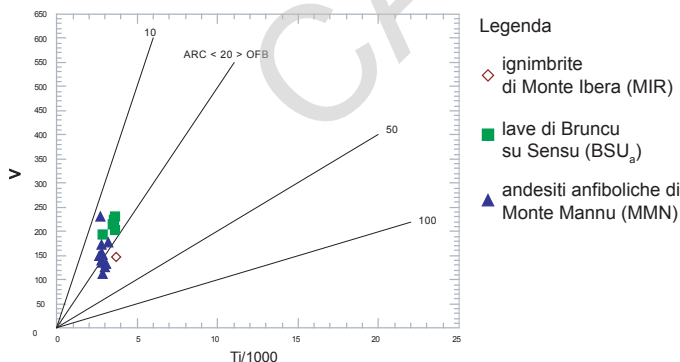


Fig. 63 - Diagramma Ti/1000-V di discriminazione magmatica e tettonica per rocce basiche (SHERVAIS, 1982) delle vulcaniti oligo-mioceniche del Foglio 547 "Villacidro".

di cristallizzazione frazionata; pertanto si possono trarre utili indicazioni sull'ambiente geodinamico. Ti e V si comportano come elementi immobili in condizioni di alterazione idrotermale e di metamorfismo di grado da medio ad alto. I campi risultanti sono suddivisi sulla base del rapporto Ti/V.

I basalti tipo *MORB* sono caratterizzati da un rapporto Ti/V compreso tra 20 e 50, con una considerevole sovrapposizione con il campo dei basalti continentali intraplacca e con i basalti relativi a bacini di retroarco; i basalti tipo *OIAB* e i basalti alcalini sono caratterizzati da un rapporto Ti/V compreso tra 50 e 100; le tholeiiti di arco oceanico hanno un rapporto Ti/V compreso tra 10 e 20, con una piccola sovrapposizione col campo dei *MORB*; le rocce calc alcaline hanno un rapporto Ti/V compreso tra 15 e 50.

Le vulcaniti oligo-mioceniche del Foglio Villacidro si situano nel campo rappresentato dalle lave calc alcaline con valori di Ti/V compresi tra 15 e 50. Più precisamente, le andesiti anfiboliche di Monte Mannu (MMN) si collocano nella parte bassa del diagramma con l'eccezione del campione EM122, che presenta valori in V simili a quelli riscontrati nelle lave basaltiche di Bruncu Su Sensu (BSU_a), che occupano il campo compreso tra 10 e 20, ovvero quello con maggiori contenuti in V.

Queste osservazioni trovano conferma anche nel diagramma $Zr/4-Nb*2-Y$ (fig.64). Le vulcaniti oligo-mioceniche del Foglio Villacidro cadono all'interno dei campi C e D, confermando sostanzialmente la propria appartenenza all'interno di un vulcanismo di arco; le lave di Bruncu Su Sensu (BSU_a) sono collocate soprattutto nel campo D (*N-MORB*, basalti impoveriti in elementi incompatibili), mentre le andesiti anfiboliche di Monte Mannu (MMN) e l'ignimbrite di Monte Ibera (MIR) sono situate nel campo C (basalti di arco vulcanico).

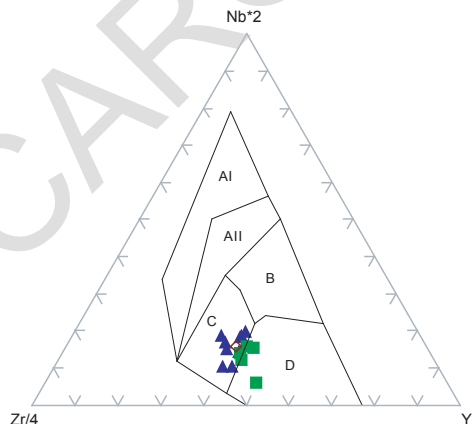


Fig. 64 - Diagramma $Nb*2-Zr/4-Y$ di discriminazione magmatica e tettonica per rocce di tipo basaltico (MESCHÉDE, 1986). A I: basalti alcalini intraplacca; A II: basalti alcalini e tholeiiti intraplacca; B: plume-MORB; C: tholeiiti intraplacca e basalti di arco vulcanico; D: Normal-MORB.

Legenda

- ◇ ignimbrite di Monte Ibera (MIR)
- lave di Bruncu su Sensu (BSU_a)
- ▲ andesiti anfiboliche di Monte Mannu (MMN)

3.5.3. - Datazioni radiometriche

Per le datazioni radiometriche è stato utilizzato il metodo $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ (VILLA *et alii*, 2000). È stato preso in esame il campione EM049, relativo alle lave andesitico-basaltiche di Bruncu su Sensu (BSU_a), su cui sono state effettuate analisi composizionali su cristalli di plagioclasio. Il campione, riscaldato gradualmente in nove *step* con temperatura variabile da 668°C a 1453°C, ha liberato una quantità limitata di Ar radiogenico, rivelando un ridotto contenuto in potassio. Gli errori relativi al calcolo della composizione isotopica dell'Ar rilasciato durante il riscaldamento risultano quindi particolarmente elevati. Le età calcolate con i singoli *step* hanno valori molto variabili e non definiscono un *plateau* (fig.65), tuttavia gli *step* 3-6 sono in parziale sovrapposizione e la loro media pesata dà un'età di $19,7 \pm 4,1$ Ma.

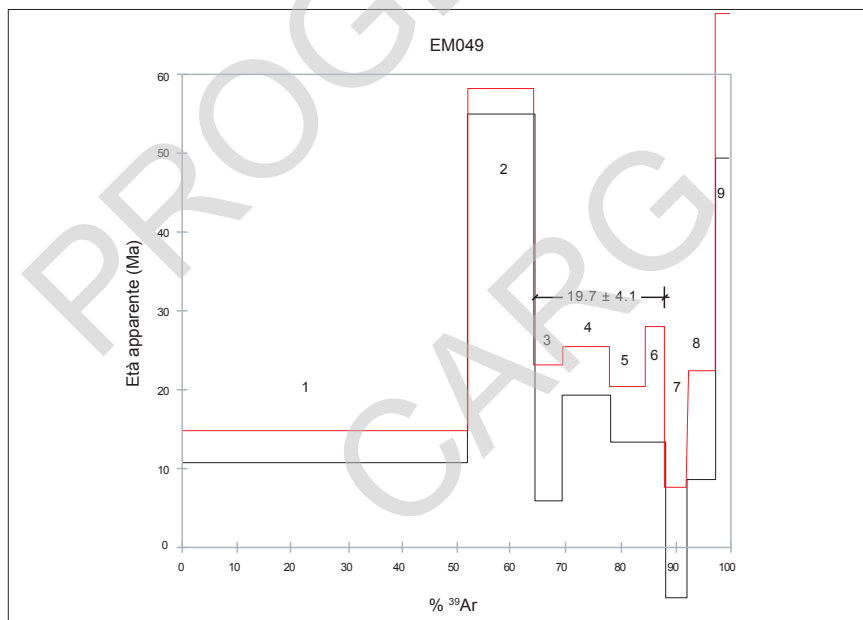


Fig. 65 - Diagramma di rilascio cumulativo di ^{39}Ar , età calcolata per il campione EM049.

In conclusione, non è stato purtroppo possibile definire una retta di isocronia che consentisse di inquadrare radiometricamente le lave di Bruncu su Sensu (BSU_a). L'attendibilità del dato infatti risulta discutibile essendo l'errore associato eccessivamente alto.

3.6. - SUCCESSIONE SEDIMENTARIA DEL PLIOCENE MEDIO - PLEISTOCENE INFERIORE

I rilevamenti eseguiti per il Foglio 547 “Villacidro” hanno messo in risalto la problematica relativa all’esatta collocazione cronologica dei depositi clastici continentali affioranti lungo il bordo orientale del Campidano.

Gli affioramenti presenti nel Foglio Villacidro, già attribuiti in letteratura alla formazione di Samassi e riferiti al Pliocene Medio-Superiore (PECORINI & POMESANO CHERCHI, 1969), vengono qui invece considerati più recenti.

Secondo PECORINI & POMESANO CHERCHI (1969), la formazione di Samassi affiorerebbe estesamente nel Basso e Medio Campidano, compresa la parte orientale del Foglio Villacidro. Il suo spessore, di circa 500 m, è stato accertato dai pozzi profondi eseguiti per ricerche di idrocarburi nei primi anni ‘60, denominati “Campidano 1” (presso Villasor, TILIA ZUCCARI, 1969); “Oristano 1” (presso Arborea, PECORINI & POMESANO CHERCHI, 1969); “Oristano 2” (presso Riola, POMESANO CHERCHI, 1971), oppure per ricerche idriche (MURRU, 1983).

Dal punto di vista stratigrafico essa viene limitata inferiormente dai depositi marini del Pliocene Inferiore, mentre superiormente sfuma nei depositi alluvionali pleistocenici, dai quali risulta difficoltoso distinguerla. Dai sondaggi citati vi è stata inoltre rilevata la presenza di intercalazioni di basalti pliocenici.

Per gli autori la formazione di Samassi è costituita da “...marne siltose biancastre o grigio chiare, con frequenti noduli concrezionati argilloso-calcarei, alternate ad argille grigio-verdastre o rosso-brune ed a sabbie quarzose con lenti ciottolose. Il ciottolame, costituito in prevalenza da marne mioceniche e da rocce paleozoiche, si rinviene entro le marne spesso in giacitura caotica, talora in sacche o plaghe irregolari. Alla base della sequenza è presente un conglomerato ad elementi di marne mioceniche...”. Per quanto concerne il contenuto paleontologico, la formazione “...è caratterizzata dalla totale assenza di macrofossili e dall’abbondanza di microfaune...”. Gli studi eseguiti su tali microfaune, che risultano rimaneggiate (foraminiferi planctonici), hanno evidenziato associazioni appartenenti a vari livelli del Neogene (Miocene, Pliocene Inferiore). La formazione è riferibile ad ambienti continentali, probabilmente fluviale e fluvio-deltizio.

Tale formazione è stata intesa anche come un deposito continentale sin-tettonico (MARINI *et alii*, 1980), che rappresenta il colmamento del *graben* del Campidano durante il Pliocene Medio-Superiore e forse anche nel Pleistocene Inferiore.

Nessuno degli affioramenti investigati nel Foglio Villacidro è stato riconosciuto e cartografato come formazione di Samassi, compresi quelli precedentemente indicati tra Serramanna, Samassi e Bruncu S. Lucia (PECORINI & POMESANO CHERCHI, 1969) ed altri minori in loc. Tuppadroxi, Su Tintioni e alla periferia S dell’abitato di Sanluri. Per tali depositi viene qui ipotizzata un’età più recente di quella pliocenica attribuita dagli autori alla formazione di Samassi.

Ciononostante, non viene qui messa in discussione l'esistenza della formazione di Samassi (*sensu* PECORINI & POMESANO CHERCHI, 1969), accertata come anzidetto dai sondaggi nel sottosuolo del *graben* plio-pleistocenico del Campidano, bensì il fatto che tale formazione affiori lungo il bordo orientale del Campidano.

Gli affioramenti del Foglio 547 "Villacidro", riconosciuti più recenti sulla base di nuovi dati ed osservazioni, sono stati pertanto qui cartografati con la sigla PVM_{2a} e riferiti al Pleistocene superiore (subsistema di Portoscuso).

4. - DEPOSITI QUATERNARI

Il rilevamento dei depositi quaternari affioranti nel Foglio Villacidro è stato effettuato inquadrando le unità lito-, morfo- e pedo-stratigrafiche in sintemi o unità *UBSU* (*Unconformity Bounded Stratigraphic Units*; AA.VV., 1983), ossia in "unità stratigrafiche a limiti inconformi" (PASQUARÈ *et alii*, 1992). I criteri e le metodologie di rilevamento adottate derivano dalle osservazioni di un'ampia area che comprende anche i settori limitrofi dei Fogli 556 "Assemini" e 557 "Cagliari", già approvati dal Servizio Geologico d'Italia.

La presenza di unità alluvionali terrazzate ha reso agevole l'utilizzo del criterio morfostratigrafico. La fotointerpretazione è stata di ausilio nella suddivisione delle facies dato che tessiture fini (*silt* ed argille), ricche di materia organica e con elevata umidità, sono facilmente evidenziabili da sedimenti più grossolani.

Nel Foglio Villacidro sono state distinte due principali unità deposizionali, separate da una importante superficie di erosione corrispondente ad una fase di incisione e terrazzamento: il sintema di Portovesme (PVM) del Pleistocene superiore e i depositi dell'Olocene (tav.4).

4.1. - DEPOSITI PLEISTOCENICI

4.1.1. - Sintema di Portovesme (PVM)

Nel Foglio Villacidro sono ben rappresentati i depositi alluvionali pleistocenici, noti in letteratura come "Alluvioni antiche" *Auct.*

Questa unità affiora estesamente nei settori occidentale e orientale del Foglio, dove si raccorda rispettivamente ai rilievi M. Margiani e M. Omo, a W, Bruncu Coronas Arrubias, P.ta Quaddus e Castello di Monreale, a E.

Nell'ambito di questo sintema, nel Foglio Villacidro affiora solo il subsintema di Portoscuso (PVM₂); il sintema di Portovesme (PVM) è riferito al Pleistocene superiore.

4.1.1.1. - Subsistema di Portoscuso (PVM₂)

È rappresentato da depositi di conoide e di piana alluvionale (PVM_{2a}), depositi eolici (PVM_{2b}) e depositi di versante (PVM_{2c}).

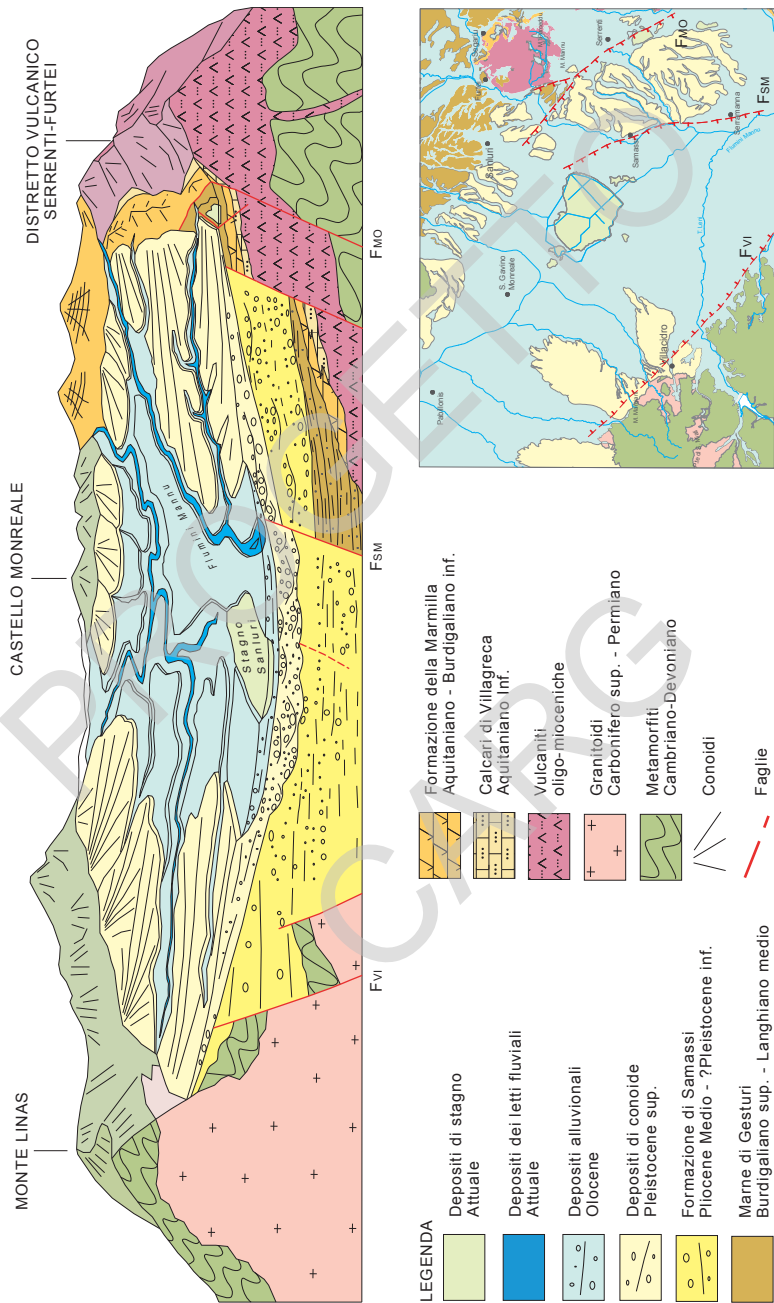
I depositi di conoide alluvionale (PVM_{2a}) sono costituiti in prevalenza da ghiaie grossolane, talora blocchi, con spigoli da subangolosi a subarrotondati; subordinate sabbie grossolane si intercalano ai livelli ghiaiosi.

Nelle parti apicali delle conoidi sono frequenti ghiaie grossolane fango-sostenute (Gms) (loc. Coddu de su Medaueddu e Sanluri) con blocchi di diametro fino a 1 m, indicanti modalità di trasporto in massa (tav.5a, 5b). Nella parte intermedia delle conoidi il riempimento dei canali presenta granulometrie più variabili, con ghiaie e più raramente sabbie, a stratificazione incrociata concava e a basso angolo (Gt e Gh). Sedimenti a base erosiva ma privi di evidenti strutture canalizzate sono probabilmente riconducibili a lobi connessi con processi di tracimazione e *sheet flood* sulla superficie mediana delle conoidi. In alcune località sono state osservate variazioni progressive da sedimenti fini a grossolani verso l'alto della sequenza (*coarsening upward*), interpretate come il passaggio da facies distali a prossimali di barre ghiaiose di tracimazione (tav.5a, 5c). Il modello architetturale desumibile da queste associazioni di facies deposizionale può essere quello di una conoide alluvionale prossimale e mediana a tracciato *braided*, talora interessata da dinamiche di trasporto in massa (*debris flow*) (modello 1 e 2 di MIALl, 1996).

Di particolare interesse, nella parte alta di queste sequenze, è il rinvenimento di ghiaie a stratificazione incrociata planare (Gp) all'interno di canali di dimensioni dai 2-3 m (S.S.196 km.32,100, tav.5d; Sanluri, tav.5b; Corongiuleddas, tav.5e) fino oltre 9 m dalla superficie (Bau sa Teula, tav.5f).

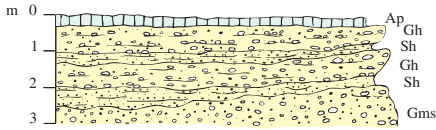
Si tratta di tipiche *epsilon cross stratification* (ALLEN, 1963), strutture che indicano un aumento della sinuosità del tracciato dei canali in condizioni ancora dominate da un notevole carico solido. Il modello architetturale desumibile è il mod. 4 di MIALl (1985; 1996), descritto anche come "*wandering*" benchè siano scarsi o assenti i sedimenti sabbiosi. Strutture analoghe sono state segnalate nelle conoidi del margine appenninico della Pianura Padana (ORI, 1993), anche se non è nota la loro cronologia. La posizione di questi sedimenti e delle strutture associate nella parte sommitale delle conoidi investigate suggerisce che la transizione da un modello "*braided*" a quello "*wandering*" si realizza verso la fine della fase di aggradazione e dunque nella parte terminale dell'ultima glaciazione. Allo stato attuale delle conoscenze è però incerto se tale variazione si realizzi ancora nel tardiglaciale o se giunga a interessare anche gli inizi dell'Olocene.

In aree limitate (loc. Salaponi e Soddu 'e Pani, tav.5g) sono state osservate strutture interpretabili come "cunei di pietre" (fig.66) troncate superiormente da

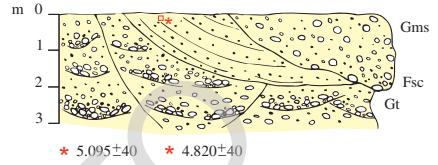


Tav. 4 - Schema morfologico-stratigrafico del Campidano centrale compreso nel Foglio 547 "Villacidro".

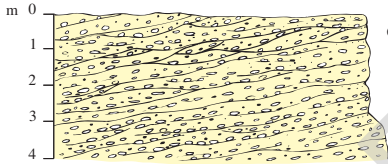
(a) CODDU DE SU MEDAUEDDU (475643-4369765 UTM)



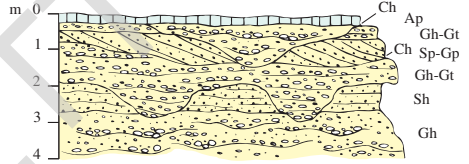
(b) SANLURI (491962-4378179 UTM)



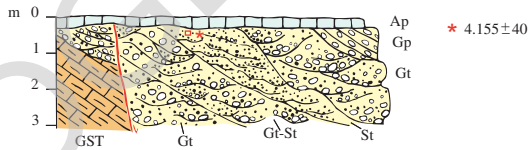
(c) ISCALERIS (477585-4366441 UTM)



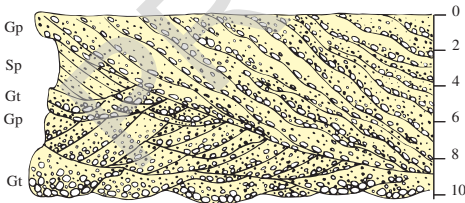
(d) S.S. 196 km 32,1 (476875-4371239 UTM)



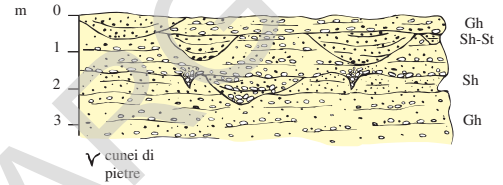
(e) CORONGIULEDDAS (497637-4369775 UTM)



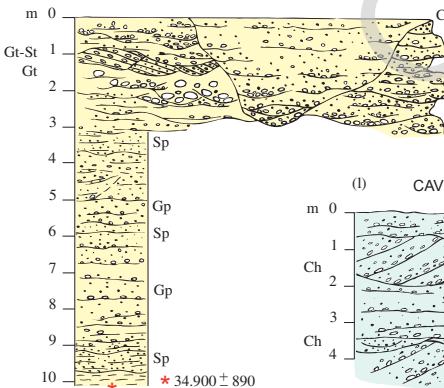
(f) BAU SA TEULA (492059-4375595 UTM)



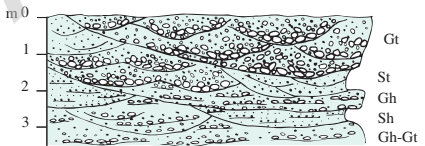
(g) S.S. 196 - km 29,5 (478913-4369478 UTM)



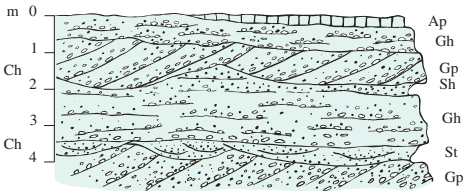
(h) SAMASSI (492487-4369717 UTM)

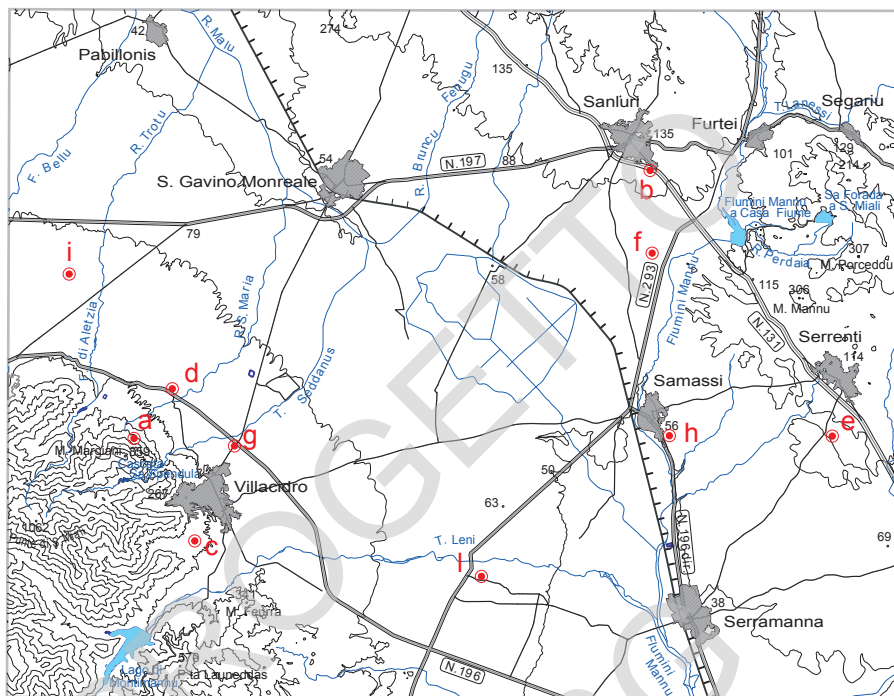


(i) SU SPARAU (473623-4374903 UTM)










(l) CAVE TORRENTE LENI (486475-4365196 UTM)





Legenda

	Depositi dell'Olocene (b _a , b _b , b _c , b _{na} , b _{nb} , b _{nc})	Ap:	Suoli post-glaciali e/o agricoli attuali
	Sistema di Portovesme (Pleistocene superiore)	Gh:	Ghiaie a stratificazione piano-parallela
	Marne di Gesturi (Miocene medio)	Gt:	Ghiaie a stratificazione incrociata concava
	fossili	Gp:	Ghiaie a stratificazione incrociata planare
	datazione	Gms:	Ghiaie massive
	cunei di pietre	Sh:	Sabbie da fini a grossolane a stratificazione piano-parallela
	ubicazione log	St:	Sabbie medio-grossolane a stratificazione incrociata concava
		Sp:	Sabbie grossolane a stratificazione incrociata planare
		Fsc:	Siltiti argillose laminare e/o massive
		Ch:	Canalizzazioni

Tav. 5 - Principali sezioni stratigrafiche quaternarie del Foglio 547 "Villacidro".



Fig. 66 - Loc. Soddu 'e Pani. Strutture sedimentarie riconducibili a "cunei di pietre", che testimoniano la presenza di suoli poligonali.

canali ghiaiosi (PATTA, 2003). Poiché si ritiene che i "cunei di pietre" per formarsi necessitino di un periodo pluriennale con temperature medie annue inferiori a 0°C, la loro presenza suggerisce che nel Foglio Villacidro, durante il Pleistocene superiore, si siano verificate condizioni di tipo periglaciale con formazione di suoli poligonali e di *permafrost* stagionale. Dato che figure simili nell'area esaminata sono comunque rare, è ipotizzabile che il *permafrost* sub-superficiale possa essere stato collegato ad un *bedrock* impermeabile a non molta profondità. Ciò avrebbe generato una falda sospesa suscettibile agli abbassamenti termici superficiali. Il rinvenimento di tali strutture nella porzione superiore del deposito permette di ipotizzarne la collocazione cronologica nel *Last Glacial Maximum* o nel *Younger Dryas* (DAANSGARD *et alii*, 1993). Figure simili, già segnalate da BARCA *et alii* (1981) nel Pleistocene del Sarrabus, sono particolarmente vistose nel limitrofo Foglio Assemini all'interno di depositi del Pleistocene superiore. Anche nell'area mediterranea strutture analoghe sono attribuite al Pleistocene superiore (VAUMAS, 1964; RAYNAL, 1973; VAN STEIJN, 1988, COLTORTI & DRAMIS, 1995).

Alla sommità dell'unità sono talora conservati orizzonti profondi di luvisuoli e alfisuoli anche discretamente rubefatti. Gli orizzonti superficiali sono in genere troncati dalle pratiche agricole millenarie.

Questi suoli sono estremamente diffusi sulle conoidi alimentate dai rilievi paleozoici del Sulcis-Iglesiente data la loro composizione prevalentemente acida (metamorfiti e granitoidi). Le conoidi del settore nord-orientale del Foglio erano invece alimentate soprattutto da rocce calcareo-marnoso-arenacee e vulcaniche terziarie. L'abbondanza delle basi ha impedito un analogo grado di evoluzione dei suoli di questo settore, con locali eccezioni dove l'alimentazione è stata realizzata a spese dei rilievi paleozoici del Sarrabus-Gerrei. All'interno dei livelli più fini, e talora persino sulla superficie dei clasti, sono presenti bande di decolorazione grigiastre in seguito a fenomeni di idromorfia stagionale.

Alla sommità deposizionale di questa unità sono stati prelevati alcuni campioni di molluschi polmonati, quali *Candidula spadae*, *Trochoidea spratti* e *Tanousia lithoglyphoides* (Spano, com. pers.), che hanno dato età oloceniche (AMS: KIA 24071-DP024-5.095±40 e 4.820±40 BP; KIA 24072-DP025 polmonati 4.155±40; tav.5e). Questi molluschi sono rappresentativi di ambienti umidi e forestati come quelli che hanno caratterizzato l'Olocene antico della Sardegna. Essendo stati rinvenuti nella parte superiore del deposito pleistocenico nei pressi del contatto con il sovrastante suolo di alterazione pedogenetica che alterava la sommità di questa unità, è verosimile che essi si siano infossati all'interno del deposito più antico e non ne testimoniano pertanto l'età. D'altronde, le facies osservate all'interno delle conoidi alluvionali sono rappresentative di ambienti aridi e semi-aridi, contesto paleoclimatico confermato anche dalle interdigitazioni con sedimenti eolici (PVM_{2b}) e detritici.

Degni di nota sono pure i sedimenti organici rinvenuti nei pressi dell'abitato di Samassi in seguito ad un sondaggio che ha raggiunto i 10 m di profondità. Questi sedimenti testimoniano l'esistenza di ambienti palustri prima della crescita delle conoidi e della loro progradazione all'interno della pianura. È però difficile stabilire se si tratti di piccoli stagni generati dallo sbarramento del deflusso delle acque causato dalla crescita laterale di conoidi alluvionali, oppure di aree di esondazione come avviene all'interno di ampie pianure solcate da canali stabili (canali anastomizzati, mod.8 di MIALL, 1985; 1996). È singolare che i periodi deposizionali più antichi (MIS4 e MIS3) registrati in varie località della Pianura Padana (BORTOLAMI *et alii*, 1977; GUZZETTI, 1977; MAROCCO, 1991; MOZZI, 2005) e dell'Appennino centrale (CALDERONI *et alii*, 1991; GIRAUDI & FREZZOTTI, 1997) siano caratterizzati da un modello architetture simile.

Questi depositi palustri (tav.5h) rilevati presso Samassi sono stati datati con il metodo dell'AMS a 34.900 +890/-800 (DP003 - KIA-24070 Lab. Kiel, 2004), datazione che costituisce un importante riferimento per il Quaternario della Sardegna. Infatti, i depositi in questione ed in particolare quelli affioranti alla base dei sedimenti pleistocenici, che avrebbero la loro continuità per centinaia di metri nel sottosuolo, erano stati indicati in precedenza con il nome informale di for-

mazione di Samassi (PECORINI & POMESANO CHERCHI, 1969). La datazione citata permette ora di stabilire che questa formazione non affiora nel Foglio Villacidro, e che a ragione i depositi affioranti ad essa riferiti in passato appartengono invece al più recente sintema di Portovesme. Dato il notevole spessore dei depositi continentali rinvenuti in sondaggio è però verosimile che vi siano presenti all'interno importanti discordanze erosive, analogamente a quanto osservato anche nel sottosuolo della Pianura Padana. Il termine di formazione di Samassi potrebbe continuare dunque ad essere utilizzato per i depositi plio-pleistocenici più antichi, eventualmente documentati in seno al *graben* campidanese.

La base di questo subsintema, raramente visibile sui bordi del Campidano, in alcuni casi tuttavia è stata osservata nella parte apicale e prossimale di alcune conoidi. Ad esempio, tra Serrenti e Sanluri, i suoi depositi poggiano sulle formazioni oligo-mioceniche tramite una superficie di erosione su roccia netta e raramente solcata da paleovalvei (PATA, 2003). Questa superficie di erosione indica che prima della fase di generale aggradazione delle conoidi alluvionali, verosimilmente verificatasi durante l'ultimo massimo glaciale ed il tardiglaciale, i versanti erano modellati da estesi *pediment/glacis* di erosione. Si tratta di morfologie tipiche degli ambienti aridi e subaridi (THOMAS, 1997) ed indicano che, mentre i versanti sono interessati da un arretramento parallelo, ai piedi degli stessi si ha equilibrio tra processi di accumulo ed erosione con predominanza delle dinamiche di trasporto tramite dilavamento areale. Morfologie simili sono state già segnalate in altre località della Sardegna (BARCA *et alii*, 1981).

Su entrambi i bordi del Campidano questi depositi definivano una fascia continua di conoidi coalescenti, assimilabili a *bajade* di aree con clima arido e semiarido. Le conoidi del bordo orientale sono meglio conservate e si rinvengono lungo tutto il versante. Esse sono responsabili delle ampie superfici terrazzate presenti ad esempio, tra Serrenti, Samassi e Serramanna. In questo settore la parte apicale delle conoidi è stata fortemente rimodellata da processi erosivi che hanno sicuramente cancellato alcune delle morfologie deposizionali coeve. In particolare, la conoide di Sanluri presenta la parte apicale molto elevata, con ciò suggerendo l'antica presenza di un torrente di discreta importanza, sebbene la sua connessione con le originarie aree sorgive montane sia oggi problematica. Questi depositi generano terrazzi alluvionali sospesi sui fondi vallivi e sui depositi alluvionali olocenici. Talora, soprattutto nelle porzioni più distali di queste conoidi, è difficile stabilire il limite con i sovrastanti depositi olocenici. È infatti possibile che larga parte dell'accumulo di questi ultimi sia costituita dal rimaneggiamento e rimodellamento dei depositi più antichi.

La facies **PVM_{2b}** affiora nella parte settentrionale del Foglio, in corrispondenza della porzione sommitale delle conoidi al piede dei rilievi circostanti il Castello di Monreale dove, in seguito a lavori agricoli, sono stati messi in eviden-

za depositi sabbiosi di origine eolica. Sedimenti analoghi sono stati segnalati e cartografati nel Foglio 564 “Carbonia”, dove tale sequenza è più compiutamente esposta e rappresentata.

Depositi analoghi affiorano inoltre in varie località della Sardegna: nel Sulcis e nell’isola di S. Antioco, nella Gallura, (p.e. Capo Testa) e nella Nurra. All’interno di questi sedimenti sono stati segnalati resti di mammiferi (p.e. *Elephas*: MALATESTA, 1954; VARDABASSO, 1956a; COMASCHI CARIA, 1965). Nell’area in esame non sono state individuate sezioni significative, sebbene l’origine eolica sia riconoscibile dall’elevata classazione e dal rinvenimento sia di ventifatti a spese di clasti silicei, che di veri e propri manufatti (rare schegge di lavorazione). Questi manufatti, talora anch’essi con superfici eolizzate, testimoniano una frequentazione antropica dell’area durante la fase finale del Pleistocene superiore (MUSSI *et alii*, 2003). Nonostante queste sabbie eoliche siano state intensamente rimodelate dalle dinamiche oloceniche e dalle pratiche agricole, esse rappresentano un importante indicatore climatico e stratigrafico perché vincolano ancora una volta i depositi di conoide alluvionale, con le quali risultano interdigitati, ad un preciso intervallo di tempo del Pleistocene superiore, permettendo inoltre la loro correlazione con quelli segnalati nel Foglio 564 “Carbonia”.

Nonostante la suddetta interdigitazione con depositi di conoide, la loro predominanza in un settore pur limitato del Foglio Villacidro ha tuttavia consentito una loro rappresentazione cartografica.

Depositi di versante di probabile origine crioclastica, tipo *éboulis ordonnés* (**PVM_{2c}**), affiorano alla periferia N dell’abitato di Furtei (fig.67). Sono costituiti da frammenti angolosi di marne siltose della formazione della Marmilla, disposti in strati decimetrici che si raccordano al versante con pendenze sino a 40°. Sono ben visibili strutture riconducibili all’azione del ghiaccio nel terreno, quali convoluzioni del suolo e giaciture dei clasti in contropendenza. Questo tipo di depositi, di ambiente crionivale in un sistema morfoclimatico periglaciale, sono stati segnalati in diverse aree della Sardegna e attribuiti al Pleistocene superiore (OZER & ULZEGA, 1982).

Sul versante N di P.ta Sebera, in seguito ai lavori di estrazione di inerti, sono stati osservati depositi più grossolani originatisi a spese dei calcari di Villagrecia (VLG). Si tratta di detriti da medio-fini a grossolani, variamente alternati, in strati decimetrici e centimetrici (fig.68).

Anche in questo caso sono presenti livelli sia a supporto clastico che a supporto di matrice. Il loro spessore in affioramento raggiunge i 6-7 m, ma non è escluso che lungo il versante gli spessori siano maggiori. Si tratterebbe anche in questo caso di *éboulis ordonnés* di origine periglaciale, sebbene RAYNAL (1960; 1973) abbia coniato per depositi simili il termine di “*groise*” e “*groise groisières*”, segnalandone la presenza in molti rilievi del Nord Africa.



Fig. 67 - Loc. Furtei. Depositi di versante tipo *éboulis ordonnés* (PVM_{2c}), costituiti da frammenti crioclastici angolosi di marne siltose della formazione della Marmilla (RML). Visibili strutture dove i clasti formano contropendenze e convoluzioni causate dalla formazione di ghiaccio nel terreno.

Fig. 68 - Loc. P.ta Sebera. Depositi di versante tipo *éboulis ordonnés* (PVM_{2c}) sono esposti sui fronti di una cava di inerti, attualmente dismessa, localizzata sul versante orientale del rilievo.



4.2. - DEPOSITI OLOCENICI

Comprendono sia i sedimenti attuali (b) che quelli derivati dall'evoluzione dell'ambiente fisico durante l'Olocene (b_n). Tra questi ultimi sono compresi anche i depositi alluvionali terrazzati ubicati a quote inferiori rispetto ai terrazzi pleistocenici. Le facies più rappresentate sono riferibili al sistema deposizionale di conoide-piana alluvionale; subordinate risultano le altre facies (a_1 , f_1 , a, b_2 , e).

4.2.1. - *Depositi di frana* (a_1)

Depositi di frana di varia tipologia sono stati osservati nell'area orientale del Foglio. I fenomeni di maggiori dimensioni si manifestano in corrispondenza degli affioramenti dei calcari di Villagreca (VLG). Queste rocce notevolmente coesive poggiano prevalentemente sulle vulcaniti oligo-mioceniche (MMN, MIR), localmente su facies massive breccioidei (RML_b) della formazione della Marmilla.

L'alterazione delle vulcaniti localmente ha prodotto discrete coltri argillose impermeabili che costituiscono orizzonti preferenziali di scivolamento lungo i quali si possono manifestare sia movimenti rotazionali che planari e, talora, persino espandimenti laterali. Alcuni dei movimenti franosi più estesi superano il Km² di superficie e sono stati cartografati come deformazioni gravitative profonde di versante (DGPV). Questa tipologia di movimenti consente di cartografare le rocce coinvolte nel movimento.

In carta sono stati distinti gli scivolamenti in blocco (DGPV) dalle frane di crollo e/o ribaltamento (a_1).

Tra gli scivolamenti (DGPV), un movimento franoso di grandi dimensioni è presente a SW di Segariu, dove una estesa cava di inerti (Aprica, fig.69) permette di osservare le caratteristiche interne dell'ammasso roccioso. Si tratta di calcari interessati da numerosi piani di faglia, localmente fortemente fratturati (fig.70) e caoticizzati.

Lungo il versante orientale della dorsale M. Maiori - P.ta Manna si segue per oltre 1 km una lunga scarpata con un'altezza localmente superiore ai 100 m. Ai piedi della scarpata il piano di scivolamento è separato dal corpo di frana da una vistosa trincea localmente mascherata dai lavori estrattivi. La sommità della placca carbonatica all'interno del corpo in frana ha una giacitura simile a quella osservata alla sommità del rilievo e permette di stabilire che il piano di scivolamento è di tipo biplanare e verosimilmente ubicato all'interno della formazione della Marmilla. Questa ipotesi sembra confermata da due torrentelli ubicati sulla prosecuzione della trincea al fianco del movimento franoso.



Fig. 69 - Loc. Segariu. Panoramica sulla cava di inerti della società Aprica, aperta sui calcari di Villagrega (VLG), coinvolti in uno scivolamento gravitativo profondo di versante (DGPV).



Fig. 70 - Loc. Segariu, cava Aprica. Particolare sui calcari di Villagrega (VLG) interessati da intensa fratturazione N050E, N100E.

Una scarpata secondaria separa il corpo franoso principale da un secondo ammasso nei pressi del fondovalle su cui sorge parte dell'abitato di Segariu. In loc. Su Rai il fenomeno franoso è dissecato da una profonda valle, originata dalle risorgenze delle acque infiltrate all'interno della deformazione gravitativa. Più a S il crinale che ospita l'ammasso roccioso è suddiviso da varie contropendenze in corrispondenza delle quali gli strati sono ruotati sino a 15° contro monte a suggerire, almeno in questa porzione, una significativa componente rotazionale.

Sui versanti settentrionali di questo rilievo sono state cartografate tre faglie dirette NE-SW che ribassano i calcari di Villagreca verso NW. Come in molte deformazioni gravitative profonde, è difficile stabilire la natura dei contatti, dato che una superficie di scivolamento presenta le medesime caratteristiche geometriche, e talora persino geomeccaniche, di una superficie di faglia.

Tra le frane di crollo (**a₁**), un grande movimento franoso interessa la prosecuzione meridionale degli affioramenti prima citati in loc. M. Sebera, sia sul versante NE che su quello SW. Sul primo, una scarpata di oltre 700 m di lunghezza e di oltre 60 m di altezza separa la sommità del rilievo dal blocco ribassato. Lungo la scarpata si rinvengono spessi accumuli detritici. Blocchi isolati di calcare si rinvengono inoltre lungo il versante. Una vistosa contropendenza subito ad E di P.ta Sebera suggerisce che il movimento è rotazionale ed ha interessato la formazione della Marmilla per varie decine di metri di spessore. Il versante occidentale è anch'esso interessato da una estesa scarpata con alla base una lunga trincea. La scarpata è qui suddivisa da scarpate secondarie orientate NW-SE. L'accumulo di frana si presenta maggiormente disarticolato e la superficie topografica è caratterizzata da una serie di dossi e depressioni.

Sul versante orientale della dorsale di M. Tellura - M. Coranzura è presente un deposito di frana analogo al precedente, il cui accumulo è ubicato al di fuori dei limiti del Foglio. La scarpata ha un'altezza di circa 50 m. Un blocco di grandi dimensioni, variamente smembrato, è presente anche sul versante occidentale. Una lunga scarpata, in larga parte rimodellata dai processi erosivi, separa il crinale dall'area di affioramento del blocco franato, che presenta inoltre una giacitura difforme. L'estesa copertura eluvio-colluviale impedisce di comprendere nei dettagli le relazioni tra questi due blocchi.

Di particolare rilievo sono le evidenze riconosciute sulle pendici di M. Cra-stu, ai limiti sud-orientali della sez. I "Sanluri", sebbene larga parte dell'affioramento prosegua nella sez. II "Serramanna". Si tratta di due vistose faglie orientate in direzione NNW-SSE che ancora una volta potrebbero rappresentare le evidenze di movimenti gravitativi profondi. In questo caso le scarpate di pochi metri di altezza, se attribuibili ad un movimento gravitativo, suggerirebbero uno stato embrionale del fenomeno.

Olocene

4.2.2. - *Travertini (f₁)*

Questi depositi affiorano in tre zone arealmente circoscritte: a S di Serramanna a bordo Foglio (loc. Pruni Cristi), a NE di Pabillonis oltre il Flumini Malu (loc. Tuppa 'e Bois) e lungo il bordo orientale (loc. Argidas) della Bonifica dell'Opera Nazionale Combattenti (O.N.C.); tali aree sono in genere ubicate nella parte distale delle conoidi alluvionali pleistoceniche, al contatto con i depositi alluvionali attuali e subattuali. Un limitato affioramento alle pendici occidentali del Castello di Monreale (loc. Colarvigu) è stato portato alla luce da sbancamenti.

Si tratta di depositi fortemente cementati, prevalentemente fitoermali e fitostromali, in subordine fitoclastici, con resti vegetali e gusci di gasteropodi polmonati (fig.71).



Fig. 71 - Loc. Argidas. Depositi carbonatici fortemente cementati, prevalentemente fitoermali, fitostromali e subordinatamente fitoclastici, contenenti resti di vegetali e gusci di gasteropodi polmonati.

I depositi fitoermali e fitostromali si sono originati in corrispondenza di risorgenti, mentre i depositi fitoclastici deriverebbero dalla rielaborazione di depositi fitostromali e fitoermali. Le sorgenti dovevano essere ubicate poco a oriente, all'unghia delle conoidi (risorgenze), in un'area oggi ricoperta da depositi alluvionali olocenici.

Presso Sanluri i depositi travertinosi sono ubicati all'interno di un canale che incide sedimenti limoso-ghiaiosi. La mescolanza di sedimenti con caratteristiche tessiturali e dinamiche così diverse è da attribuire a processi di bioturbazione di alternanze di limi e sottili livelli ghiaiosi. I sedimenti argillosi testimonierebbero la presenza di stagni poco profondi nelle vicinanze delle risorgenze che avrebbero generato i travertini stessi. Facies analoghe di stagno sono frequentemente associate a depositi travertinosi (GOLUBIC *et alii*, 1993; CILLA *et alii*, 1994; 1996; PENTECOST, 2005). La loro vicinanza ad aree di risorgenza e a stagni (p.e. Stagno di Sanluri) bonificati in epoca recente e la loro posizione stratigrafica su discordanze che tagliano le conoidi alluvionali confermano un'età olocenica.

Sedimenti analoghi, campionati nel limitrofo Foglio 556 "Assemini", hanno dato un'età di 33 ka ritenuta non attendibile perchè i depositi incassanti sono più recenti e per la difficoltà della loro deposizione parallelamente a quella delle conoidi alluvionali. D'altra parte, come prima citato, età simili sono state ottenute su sedimenti limosi organici rinvenuti in sondaggio, ad oltre 10 m di profondità, nella parte basale delle conoidi pleistoceniche su cui poggiano i travertini.

Stratigraficamente i travertini sono talora ricoperti da depositi alluvionali riconducibili al reticolo di drenaggio attuale. I travertini ed i sovrastanti sedimenti ghiaiosi non sono più in equilibrio con le attuali condizioni morfogenetiche in quanto dissecati e terrazzati dai corsi d'acqua attuali. Lo spessore massimo osservato in affioramento è circa 8 m nella loc. Argidas, ubicata nella porzione nord-orientale della Bonifica O.N.C., ricadente nella sez. I "Sanluri" (PATA, 2003).

Depositati travertinosi caratterizzano inoltre la sedimentazione fluviale e torrentizia durante l'Olocene antico in tutta l'area appenninica ed in larga parte dell'Europa (CARRARA *et alii*, 1982; GOUDIE *et alii*, 1993; CILLA *et alii*, 1994; 1996; PENTECOST, 2005), dove è stata inoltre evidenziata una generale scomparsa di questi sedimenti dopo i 4 Ka BP. L'inizio della loro deposizione è stata associata all'aumento di CO₂ connessa con la riforestazione dei versanti; CILLA *et alii*, (1994) e GOUDIE *et alii* (1993) suggeriscono che la scomparsa dei travertini sia associabile ai processi di deforestazione durante il Neolitico e l'Età del bronzo-ferro. L'accentuata torbidità delle acque conseguente ai processi di erosione dei suoli costituirebbe un ulteriore fattore per il loro generale declino.

Olocene

4.2.3. - *Depositati alluvionali terrazzati (b_n)*

Affiorano estesamente in tutto il Foglio, soprattutto nella parte centrale della pianura. Essi ricoprono i sedimenti ghiaiosi pleistocenici del sintema di Portovesme e sono ricoperti dai depositati alluvionali attuali e subattuali.

Sono riconducibili ad un sistema di conoide e di piana alluvionale, i cui rapporti laterali sono caratterizzati da interdigitazione.

Nel settore meridionale la distribuzione di questi depositi è asimmetrica in quanto il principale corso d'acqua, il Flumini Mannu, proveniente dai rilievi del Sarcidano, scorre addossato alle conoidi tardo-pleistoceniche del versante settentrionale. Ne risulta un'elevata estensione dei sedimenti della conoide del Torrente Leni, affluente di destra del Flumini Mannu, e della pianura alluvionale che si origina alla loro confluenza.

A N dello stagno bonificato di Sanluri (Bonifica O.N.C.) si hanno le estese conoidi del Riu Terra Maistus - Flumini Bellu, del Riu Aletzia e del Torrente Seddanus, provenienti dai rilievi dell'Iglesiente e quelle del Riu Bruncu Fenugu provenienti da N, alla cui confluenza si origina una estesa pianura alluvionale.

Le conoidi sono state interessate da importanti eventi di incisione e successiva rideposizione che hanno dato luogo alla formazione di conoidi telescopiche, ben rappresentate nel settore occidentale (Riu Aletzia, Torrente Seddanus e Torrente Leni).

Si tratta di ghiaie a stratificazione incrociata concava (Gt) deposte all'interno di canali bassi e poco continui (loc. Su Sparau, tav.5i), alternati a ghiaie a stratificazione piano-parallela (Gp) per la migrazione di barre deposte da corsi d'acqua con aumentata sinuosità e con elevato carico solido (cave Torrente Leni, v. tav.5l).

Localmente i canali solcano anche il substrato, costituito da terreni miocenici (formazione della Marmilla-RML e marne di Gesturi-GST) nel bordo orientale del Campidano, come a SE di Serrenti, tra Bruncu Abis e Bruncu Orri. Talora sono presenti livelli sabbiosi a stratificazione piano-parallela o incrociata concava (Sp, St) e sottili livelli pedogenizzati di suoli poco sviluppati.

In tutta l'area, molte suddivisioni delle facies che hanno condotto all'individuazione di antichi tracciati idrici sono state effettuate in fotoaerea e successivamente controllate in campagna. Si tratta di litofacies a granulometria contrastata, dove i sedimenti fini, sabbiosi e siltoso-argillosi, occupano canali ad andamento sinuoso, talora con direzione trasversale all'attuale spartiacque del Campidano.

Nell'area compresa tra S. Gavino Monreale e lo Stagno di Sanluri affiorano facies ghiaiose e sabbiose che costituiscono dossi variamente orientati. Nelle depressioni sono presenti sedimenti sabbioso-limosi. Si tratta di morfologie ubicate ai piedi delle conoidi nell'area di transizione alla pianura alluvionale, dove generalmente prendono origine le risorgenti. I dossi ghiaiosi costituiscono i resti delle antiche conoidi o di tracciati ad alta energia sui quali si sono approfonditi canali più stabili e in lenta aggradazione, dopo la disattivazione delle conoidi stesse.

In alcune aree, come ad esempio a W del Riu Terra Maistus e nel tratto finale del Torrente Leni, si osservano antichi tracciati a meandri riempiti da sedimenti fini. Anche in questo caso i tratti distali delle conoidi e le piane a canali intrecciati sono state sostituite, probabilmente in settori anche più ampi di quelli attualmente osservabili, da piane a meandri.

I depositi sopracitati sono posti ai lati dei letti attuali o dei tratti di alveo regimati e in genere non interessati dalle dinamiche in atto. Tratti limitati di questa unità potrebbero comunque essere interessati da dinamiche alluvionali durante eventi idrometeorici eccezionali. Localmente la mancanza di differenze piano-altimetriche marcate ha impedito di stabilire quali sono stati i tratti interessati da dinamiche precedenti la situazione idrografica attuale.

Alcune di queste morfologie sono probabilmente riconducibili all'Olocene antico quando, in seguito all'aumento dell'umidità e della copertura vegetazionale, si è avuto il passaggio da tracciati *braided*, *wandering* a successivamente anastomizzati e/o a meandri, che convogliavano acque più limpide e con minore carico solido verso valle.

A complicare questo quadro si aggiungono inoltre le evidenze di un'intensa aggradazione delle conoidi, in seguito a talora estesi processi di deforestazione che hanno interessato tutta la Sardegna in epoca protostorica e storica. Infatti, nei livelli sommitali in alcune conoidi dei limitrofi Fogli 557 "Cagliari" e 556 "Assemini" sono state rinvenute ceramiche rotolate protostoriche e storiche. Nell'area del Foglio Villacidro, presso loc. Spadula, nella parte distale della conoide del Riu Aletzia, sono state ritrovate schegge di ossidiana pre-protostoriche (PATA, 2003).

Per quello che riguarda le conoidi e le pianure alluvionali terrazzate, le differenze cronologiche sono talora facilmente individuabili grazie al criterio morfostratigrafico ed alla loro differente altezza sul fondovalle.

In genere l'alterazione è quasi assente nei depositi terrazzati più recenti, posti a pochi metri sui fondi vallivi attuali, mentre può essere rappresentata da suoli cambici, *Luvissols* o alfisuoli nei terrazzi più elevati. La natura silicatica della maggior parte dei sedimenti, alimentati dai rilievi costituiti da rocce del basamento, e la mancanza di basi, unitamente ai forti contrasti stagionali del caratteristico clima mediterraneo, favorisce infatti un'accelerazione dei processi di alterazione.

Nel settore orientale i suoli sono *Calcic Luvissols* e si formano su sedimenti alluvionali formati da rocce prevalentemente carbonatiche. L'alterazione in questo caso è modesta e i suoli sono caratterizzati da un orizzonte con accumulo di carbonati. La loro formazione è dovuta ad un processo di ricalcificazione dopo la formazione dell'orizzonte argillico per effetto delle variazioni stagionali con lunghi periodi di evaporazione.

Olocene

4.2.4. - *Depositi di versante (a)*

Affiorano prevalentemente nella parte sud-occidentale del Foglio in corrispondenza dei rilievi del basamento paleozoico, dove ricoprono i depositi alluvionali ghiaiosi olocenici.

Si tratta di materiali detritici a clasti angolosi, di limitato spessore, osservati sulle pendici dei rilievi più acclivi (P.ta Banarba, Cuccuru Frissa, M. Omo). L'abbondante frazione organica all'interno dei livelli detritici suggerisce che la loro formazione sia avvenuta durante l'Olocene, ma non è escluso che alla base di alcuni depositi siano presenti anche sedimenti pleistocenici.

Alcuni depositi sono molto recenti poiché al loro interno sono presenti suoli organici ricchi di *humus* (Cuccuru Fenugu, Gonnosfanadiga), mentre in altri sono stati rinvenuti frammenti di ceramiche pre-protostoriche (M. Omo, Villacidro).

Olocene

4.2.5. - *Coltri eluvio-colluviali (b₂)*

Affiorano in diverse aree del Foglio, ma gli spessori maggiori sono stati osservati nei settori nord-orientali, in corrispondenza dei rilievi costituiti dalle rocce vulcaniche e sedimentarie oligo-mioceniche. Affiorano, inoltre, lungo ristrette fasce comprese tra gli abitati di Serrenti e Furtei. Ricoprono in genere i margini interni dei terrazzi alluvionali olocenici e alcuni settori del substrato terziario.

Si tratta di depositi in cui sono presenti percentuali variabili di frazioni fini (sabbia e *silt*), più o meno pedogenizzate e arricchite in frazione organica. Generalmente sono associate a sedimenti più grossolani, di solito detriti da fini a medi, sempre subordinati.

Viene attribuita loro un'età olocenica per la presenza di un'elevata frazione organica. Questo suggerisce che si tratta di materiali derivati dall'erosione del suolo durante l'Olocene e miscelati a depositi provenienti dalla degradazione fisica del substrato. L'attribuzione è confermata anche dal fatto che questi depositi sono in genere ubicati all'interno delle incisioni che interessano le conoidi pleistoceniche.

Olocene

4.2.6. - *Depositi lacustri e palustri (e)*

Ampie zone stagnali occupano alcuni settori dell'area orientale e centrale del Foglio Villacidro. Essendo state bonificate in tempi recenti, i depositi relativi sono stati cartografati come attuali.

Sono stati distinti i limi e le argille (e_a) molto plastiche e ricche in materia organica, presenti in tutti gli affioramenti, e i cordoni sabbiosi di antiche linee di riva lacustre (e_b) riconosciuti in fotoaerea solo nello Stagno di Sanluri.

Lo Stagno di Sanluri, attualmente denominato Bonifica dell'O.N.C., è quello di dimensioni maggiori; esso raccoglieva le acque di diversi torrenti che provenivano dai rilievi orientali e occidentali (Riu Masoni Nostu, Torrente Seddanu). All'interno di alcuni canali di bonifica e in corrispondenza di alcuni scavi sono state osservate argille molto plastiche, ricche di materia organica, con sottili intercalazioni di sabbie contenenti gusci di bivalvi (*Cerastoderma glaucum*), gasteropodi polmonati (*Hydrobia ventrosa*) e ostracodi (*Cyprideis*). Si ritiene che le condizioni di salinità fossero tali da permettere la sopravvivenza di alcune specie, anche se per brevi periodi di tempo. In particolare si sottolinea che gli ostracodi sono rappresentati da forme esclusivamente giovanili.

Altri stagni di minore estensione, attualmente bonificati, erano presenti a NW dello Stagno di Sanluri e nel settore orientale del Foglio, in alcune depressioni tra i rilievi marnoso-arenacei miocenici (Stagni di Nuraminis, Serrenti, Villamar).

La genesi di queste ultime depressioni è stata associata a strutture tettoniche (CHERCHI *et alii*, 1978a; 1978b) che sono state evidenziate anche durante il presente rilevamento (v. fig.60). In particolare lo Stagno di Serrenti occupava una depressione allungata in direzione campidanese (circa NW-SE) e interessava la parte apicale di una conoide pleistocenica. Sui margini di questa depressione sono state osservate faglie con attività tardo-pleistocenica e/o olocenica, che confermano questa interpretazione.

Allo stato attuale delle conoscenze non è possibile stabilire se queste depressioni siano state originate solamente da processi tettonici o, più probabilmente, dall'azione concomitante di tettonica e processi erosivi lungo le linee di debolezza del substrato.

Maggiori problemi presenta l'origine del grande Stagno di Sanluri, dove non sono state osservate faglie. Questa estesa depressione testimonia importanti processi di dissoluzione da parte di acque con elevato contenuto salino provenienti dal substrato marnoso-arenaceo e/o vulcanico oligo-miocenico.

Questo substrato è ubicato ad oltre -500 m nel sottosuolo ed è coperto da spessi depositi argillosi e ghiaiosi (Pozzo Campidano 1, PECORINI & POMESANO-CHERCHI, 1969); affiora inoltre lungo tutto il versante nord-orientale del Foglio. Si può dunque ipotizzare sia la presenza di zone di fratturazione che avrebbero permesso la risalita delle acque mineralizzate, sia l'infiltrazione di acque all'interno dei depositi di conoide con circolazione più superficiale. È verosimile che questo grande stagno nasca dalla coalescenza di più stagni, alcuni dei quali sono ancora riconoscibili poco più a N.

Olocene

4.2.7. - *Depositi alluvionali (b)*

Il Foglio Villacidro è attraversato, nella sua porzione centrale, dallo spartiacque del Campidano. Sono quattro i corsi d'acqua principali che con i loro affluenti minori sfociano rispettivamente nel Golfo di Cagliari e nel Golfo di Oristano: il Flumini Mannu e il Torrente Leni convogliano le loro acque verso S, il Flumini Malu e il Riu Terra Maistus verso N.

I corsi d'acqua principali sono stati fortemente regimati e si presentano delimitati da argini artificiali o canalizzati. Una fitta rete di canali artificiali drena ampi settori del Campidano raccogliendo le acque dei torrenti minori e convogliandoli sia nel Flumini Mannu che nel Flumini Malu. Tra i depositi attuali vengono considerati anche i sedimenti ubicati ai lati degli argini artificiali, dunque appartenenti al sistema generato dal tracciato fluviale originario precedente la regimazione (PATA, 2003).

I sedimenti alluvionali, in genere ghiaiosi grossolani o localmente con intercalazioni di lenti e livelli di sabbie, caratterizzano i depositi fluviali del Torrente Leni e del Riu Terra Maistus. Nelle pianure alluvionali del Flumini Mannu e del Flumini Malu predominano le granulometrie fini, costituite da sabbie, limi e argille.

Ai lati della piana del Flumini Mannu le tracce di antichi meandri abbandonati spesso riempiti da sedimenti fini testimoniano che prima della regimazione l'idrografia era più articolata e composita di quanto non sia stato sino ad ora riconosciuto. Molte aree sono state interessate in un recente passato da dinamiche fluviali eccezionali ed indicano una potenziale pericolosità anche per aree fortemente urbanizzate.

Olocene

4.2.8. - *Depositi antropici (h)*

Si tratta di accumuli di modesta estensione in aree circoscritte.

Nel settore occidentale, presso il Torrente Leni, in loc. Isca Flumini, è presente una discarica di materiali inerti (h_{1n}).

I materiali di riporto (h_{1r}) in genere riempiono vecchie cave sulle alluvioni oloceniche (Cantoniera Masainas); con la stessa simbologia sulla carta è indicata anche la parte frontale dello sbarramento artificiale del Lago di Montimannu.

Sono presenti due discariche di rifiuti solidi urbani (h_{1u}), di cui una in attività, nella zona industriale a NE di Villacidro. Un'altra discarica è cartografata alla periferia NW di Serrenti.

Nella zona industriale di San Gavino Monreale è ubicata una discarica industriale (h_{1i}) costituita dai residui della locale fonderia.

Tra i depositi antropici sono numerosi quelli relativi alle discariche minerarie (h_{1m}) localizzati prevalentemente nel settore minerario caolinifero e aurifero di Serrenti-Furtei. Gli affioramenti più estesi sono sicuramente quelli presenti lungo i versanti del M. Santu Miali (fig.72).

Olocene



Fig. 72 - Loc. Monte Santu Miali. Discarica mineraria (h_{1m}) localizzata lungo il versante occidentale della miniera aurifera.

PROGETTO
CARG

V - TETTONICA

L'assetto strutturale del Foglio Villacidro (tav.6) è dominato dalla depressione tettonica di età Pliocene - Pleistocene Inferiore su cui è impostata l'attuale pianura del Campidano; a questa fanno da cornice rilievi collinari e montuosi, costituiti in prevalenza da basamento metamorfico paleozoico e granitoidi tardo-paleozoici, lungo il bordo SW del Foglio, e da litotipi sedimentari e vulcanici terziari a NE.

Elementi strutturali caratteristici nel basamento metamorfico paleozoico sono le finestre tettoniche della Valle di Aletzia e Gutturu de Terra, gli affioramenti alloctoni dell'Unità tettonica del Gerrei ("Falde esterne") nell'area del Castello di Monreale e il sovrascorrimento dell'Unità tettonica dell'Arburese ("Falde esterne") sulla Zona esterna autoctona dell'Iglesiente-Sulcis. Sebbene gli attuali lineamenti fisiografici principali siano dettati dalla tettonica cenozoica, la maggiore impronta deformativa si rinviene nelle rocce epimetamorfiche paleozoiche a seguito degli eventi tettono-metamorfici dell'orogenesi ercinica e, in subordine, dei movimenti "eoaledoniani" della "Fase sarda" *Auct.*

1. - TETTONICA PALEOZOICA

1.1. - CARATTERI STRUTTURALI GENERALI

Il basamento paleozoico affiorante nel Foglio Villacidro è costituito da prevalenti epimetamorfiti delle Unità tettoniche alloctone dell'Arburese e del Gerrei

(“Zona delle Falde esterne”) e da subordinate epimetamorfite dell’Avampese autoctona dell’Iglesiente-Sulcis (“Zona esterna”).

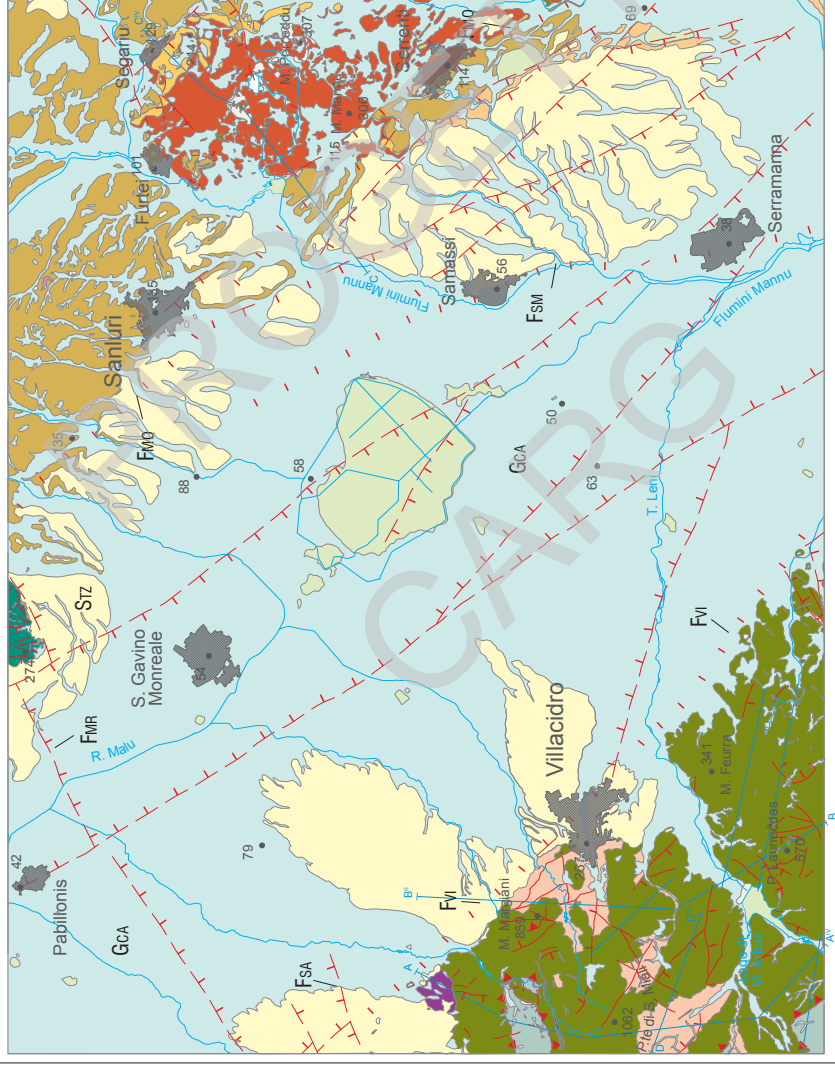
L’evoluzione tettonica paleozoica di questo settore della Sardegna sud-occidentale è caratterizzata da una deformazione polifasica ercinica accertata dalla maggioranza degli Autori (ARTHAUD, 1963; POLL & ZWART, 1964; POLL, 1966; DUNNET, 1969; ARTHAUD, 1970; CARMIGNANI *et alii*, 1982a; CARMIGNANI *et alii*, 1992c; CARMIGNANI *et alii*, 1994b; CALVINO, 1959; 1961; NAUD, 1981).

Nelle loro ricostruzioni strutturali gli Autori hanno evidenziato soprattutto l’aspetto che più caratterizza, a scala cartografica, la tettonica paleozoica della Zona esterna, contrassegnata da strutture di interferenza di “tipo 1” (RAMSAY, 1967), a “domi e bacini”, di dimensioni plurichilometriche, come il “nucleo delle Arenarie” a N di Iglesias, originate dalla sovrapposizione di sistemi di pieghe con piano assiale subverticale e direzioni assiali circa ortogonali, dirette rispettivamente E-W (“Pieghe ad assi E-W” *Auct.*) e N-S (“Pieghe ad assi N-S” *Auct.*).

Secondo gli Autori, il quadro deformativo della Zona esterna autoctona dell’Iglesiente-Sulcis può essere così schematizzato:

- “Fase sarda” *Auct.*: è rappresentata da blandi piegamenti con assi circa E-W senza sviluppo di scistosità. L’età eo-caledoniana della deformazione (Ordoviciano Medio) è marcata nella Zona esterna dalla discordanza angolare tra la successione del Cambiano - Ordoviciano Inferiore ed i metaconglomerati dell’Ordoviciano Medio - ?Superiore (“Puddinga” *Auct.*, Formazione di Monte Argento) ;
- “I fase ercinica”: anche a questa fase tettonica sono associate strutture plicative con assi E-W. Il parallelismo di queste strutture con quelle della fase precedente (“Fase sarda”) implica grandi incertezze nel distinguere gli elementi strutturali della “I fase ercinica” da quelli eocaledoniani;
- “II fase ercinica”: rappresenta la fase deformativa ercinica principale, con strutture plicative ad assi circa N-S. Le “Pieghe ad assi N-S” hanno piano assiale molto inclinato e sono spesso associate ad una marcata scistosità di piano assiale. Lo sviluppo di tali strutture, molto variabile, dipende sostanzialmente dalle diverse litologie. Faglie inverse e limitati sovrascorrimenti accompagnano le strutture plicative.
- “III fase ercinica”: è caratterizzata da piegamenti minori con direzione assiale variabile.

Alcuni Autori hanno proposto un quadro deformativo differente. BRUSCA & DESSAU (1968) interpretano le “Pieghe ad assi E-W” erciniche come successive a quelle N-S, considerando la variabilità delle giaciture degli assi delle pieghe N-S sui fianchi delle pieghe E-W come una deformazione degli elementi strutturali preesistenti.



LEGENDA

- QUATERNARIO**
- Depositi antropici. Attuale
 - Depositi alluvionali, detriti di versante (a)
 - Depositi lacustri, palustri, coltivi, travertini (b)
 - Olocene
- PLEISTOCENE**
- Depositi alluvionali terrazzati
 - Pleistocene
- TERZIARIO**
- Depositi del 2° ciclo sedimentario miocenico
 - Burdigaliano sup. - Langhiano
 - Lave e piroclastiti di Bruncu su Sensu
 - Burdigaliano inf.
- Depositi del 1° ciclo sedimentario miocenico
- Oligocene sup. - Burdigaliano inf.
 - Formazione di Ussana
 - Calcari di Villagreca
 - Formazione della Marmilla
- Successione vulcano-sedimentaria di Serrenti-Furtei. Oligocene - Miocene Inf.
 - Successione sedimentaria paleogenica
 - Ecene Inf. - Oligocene Inf.
- COMPLESSO INTRUSIVO E FILONIANO TARCO-PALEOZOICO**
- Corneo filoniano
 - Unità intrusiva di Villacidro
 - Unità intrusiva di Arbus
- BASAMENTO METAMORFICO PALEOZOICO**
- Unità Tettoniche dell'Arburese e del Sarrabus
 - Unità Tettonica dei Gerrei
 - Zona esterna dell'Iglesiente-Sulcis
- Faglia**
- Faglia sepolta
 - Sovraccorrimiento dell'Arburese

GCA Graben del Campidano STZ Sardaara twist-zone FVI Faglia di Villacidro FSA Faglia di Salapioni FSW Faglia di Samassi FWO Faglia di Monastir FFI Faglia di Monreale

Tav. 6 - Schema geologico-strutturale del Foglio 547 "Villacidro".

DEL BONO (1965) e BROUWER (1987) considerano parte della “Puddinga” *Auct.* (Formazione di Monte Argentu) come una breccia tettonica e negano l’esistenza della “discordanza sarda”, ipotizzando una fase deformativa pre-ercinica obliterata totalmente dall’Orogenesi ercinica.

Di recente altri Autori (LUNEBURG & LEBIT, 1998) negano la presenza di deformazioni eocaledoniche (“Fase sarda”), sostenendo che le pieghe N-S ed E-W sono prodotte nell’ambito di una deformazione progressiva ercinica riconducibile a *paleostress* progressivamente variabile.

Il quadro deformativo ercinico della “Zona delle Falde esterne” è caratterizzato invece da una tettonica “*sin*-collisionale” che ha generato uno o due eventi deformativi, a seconda delle unità tettoniche considerate, con sviluppo di pieghe isoclinali coricate, e da una tettonica “*post*-collisionale” evidenziata da almeno due eventi plicativi principali e da movimenti trascorrenti.

Le “Falde esterne” affiorano in Sardegna tra la Barbagia e l’Iglesiente-Sulcis e sono costituite da metamorfiti di età compresa tra il Cambriano e il Carbonifero Inferiore. Rappresentano la parte più esterna dell’edificio alloctono ercinico e si sono messe in posto, con movimento da NE verso SW, nell’avanfossa della catena durante il Carbonifero Inferiore. Il metamorfismo sincinemato che le caratterizza varia dall’*anchizona* al basso grado (Zona a clorite), fino alla facies degli scisti verdi. Rocce metamorfiche in facies anfibolitica affiorano solo al M. Grighini e sono sormontate dai complessi alloctoni epimetamorfici delle unità tettoniche del Gerrei, di Meana Sardo, di Genn’Argiolas e dell’Arburese.

Un esame di dettaglio sulla geometria delle formazioni paleozoiche affioranti consente di osservare che nel Foglio Villacidro le strutture dell’alloctono (Falde esterne) risultano variamente orientate, mentre le limitate strutture rilevate nell’autoctono (Zona esterna) presentano direzioni prevalenti intorno N-S.

Le osservazioni effettuate durante il rilevamento consentono di puntualizzare che, associati alle fenomenologie plicative, anche i sovrascorrimenti hanno avuto un ruolo importante nell’assetto geometrico-strutturale della Zona esterna. In particolare, il sovrascorrimento regionale dell’Unità tettonica dell’Arburese ha indotto nelle rocce autoctone sottostanti una deformazione più intensa, con sviluppo di pieghe, *thrusts* e relativa foliazione, forti riduzioni ed elisioni tettoniche, ed ampie fasce cataclastiche.

1.2. - TETTONICA EO-CALEDONIANA

È noto che nei terreni autoctoni afferenti alla Zona esterna, l’esistenza di una fase deformativa che ha interessato la successione pre-Ordoviciano Superiore (“Fase sarda” *Auct.*) si basa sulla presenza di un’importante discordanza

angolare tra i sedimenti del Tremadociano e quelli del Caradociano, conosciuta come “Discordanza sarda” (TEICHMÜLLER, 1931). Sebbene diffusa e di grande evidenza nella Sardegna sud-occidentale, durante il rilevamento del Foglio Villacidro la presenza della “Discordanza sarda” non è stata documentata in quanto nel Foglio non affiorano le formazioni del Cambiano - Ordoviciano Inferiore tipiche della Zona esterna.

STILLE (1939) correlò questa discordanza con quelle osservate in altre regioni europee, attribuendola all’Orogenesi caledoniana anche in virtù di una presunta età “siluriana” della successione discordante sovrastante, e dandole il nome di “Fase sarda”.

L’idea di una tettonica pre-caradociana, definita “eo-caledonica” da alcuni Autori in quanto sicuramente più antica della catena caledoniana nord-europea, è stata condivisa dalla maggior parte degli Autori (VARDABASSO, 1956b; ARTHAUD, 1963; 1970; POLL & ZWART, 1964; POLL, 1966; DUNNET, 1969; CARMIGNANI *et alii*, 1982a). L’ipotesi di un piegamento E-W che interessa solo la successione pre-“Discordanza sarda” si basa sull’osservazione che il conglomerato basale della formazione di Monte Argentu (“Puddinga” *Auct.*, Ordoviciano Medio-Superiore) giace in discordanza sulla successione del Cambiano - Ordoviciano Inferiore.

Gli effetti di una tettonica eo-caledoniana correlabile con la fase sarda della Sardegna sud-occidentale sono presenti anche nella Sardegna orientale (“Fase sarrabese” *Auct.*), sebbene non ovunque documentati a causa delle più accentuate deformazioni e del maggior grado metamorfico indotti dall’orogenesi ercinica.

Durante il rilevamento del Foglio Villacidro questa fase “pre-Caradoc” non è stata documentata in quanto qui mancano gli elementi chiave che testimoniano la tettonica eo-caledoniana nella Zona delle Falde esterne:

- a) la discordanza angolare tra le arenarie di San Vito (SVI, Cambriano medio - Ordoviciano Inferiore) e il complesso vulcano-sedimentario dell’Ordoviciano Medio documentata nel Sarrabus (CALVINO, 1959; 1961; NAUD, 1981);
- b) i conglomerati e le arenarie continentali che testimoniano estese e prolungate emersioni durante l’Ordoviciano Medio;
- c) il diffuso magmatismo calcocalino subaereo dell’Ordoviciano Medio presente nelle successioni delle Falde esterne.

1.3. - TETTONICA ERCINICA

La struttura ercinica evidenziata nel Foglio Villacidro è data da una intensa tettonica polifasica di tipo duttile che origina principalmente pieghe con assi di direzione circa N-S e importanti sovrascorrimenti, seguita da una fase con pieghe a direzione assiale variabile, faglie inverse e/o trascorrenti e *thrusts*.

La fase deformativa con assi circa N-S è considerata quella principale ed è correlabile con la messa in posto dell'Unità tettonica dell'Arburese (BARCA *et alii*, 1982a; 1982b; “Falde esterne”) sull'Unità tettonica dell'Iglesiente-Sulcis (“Zona esterna” della catena). A questa fase deformativa principale sono attribuite la formazione progressiva di strutture plicative complesse ed una diffusa scistosità.

1.3.1. - Tettonica ercinica della “Zona esterna”

I terreni della “Zona esterna” del Foglio Villacidro registrano diverse fasi deformative (tab.4).

Il primo evento deformativo (“I fase ercinica”, F1), sebbene ben rappresentato in gran parte della Zona esterna dell'Iglesiente-Sulcis, in particolare nei Fogli 555 “Iglesias”, 556 “Assemini” (FUNEDDA *et alii*, 2009), 564 “Carbonia” e 565 “Capoterra” (BARCA *et alii*, 2009), non è invece documentabile nel Foglio Villacidro a causa della scarsità di affioramenti delle successioni paleozoiche autoctone.

Al secondo evento deformativo (“II fase ercinica”, F2) sono da attribuire le pieghe ad assi circa N-S. L'analisi dei rapporti di sovrapposizione degli elementi strutturali ha permesso di riconoscere una sequenza deformativa ben articolata cui sono riferibili:

- la messa in posto, con movimento W-vergente, dell'Unità tettonica alloctona dell'Arburese sulla Zona esterna autoctona;
- i piegamenti con assi N-S pervasivi a tutte le scale, diffusi in tutta l'area e associati ad una scistosità (S_2);
- le finestre tettoniche di Aletzia e Gutturu de Terra;
- il limitato accavallamento W-vergente di M. Margiani - Genna de Prunas.

Tab. 4 - Fasi deformative erciniche e relative strutture negli affioramenti della “Zona esterna” del Foglio 547 “Villacidro”.

	FASI DEFORMATIVE	DIREZIONE DI ACCORCIAMENTO	STRUTTURE PRINCIPALI	CARATTERISTICHE ED ELEMENTI STRUTTURALI INDICATI NELLA CARTA
FASI COLLISIONALI	I Fase Ercinica / F1	N-S non rilevata	--	--
	II Fase Ercinica / F2	circa E-W	- pieghe di Genn'e Cannas-Senna Fogaiais - pieghe tra Lago di Montimannu e Trempa Concalis - accavallamento W-vergente M. Margiani-Genna de Prunas - finestre tettoniche di Aletzia e di Gutturu de Terra	- pieghe scistose (S_2) con assi circa N-S - sovrascorimenti W ed W-SW vergenti con fasce cataclastico-milonitiche - finestre tettoniche
FASE ESTENSIONALE	Fase estensionale tardiva	non rilevata	--	--

Studi eseguiti in areali limitrofi al Foglio Villacidro (BARCA *et alii*, 2009; FUNEDDA *et alii*, 2009) nell'ambito del Progetto CARG confermano che la successione degli eventi sopra elencati pare dovuta ad una deformazione progressiva corrispondente ad un'unica fase tettonica, in cui la II fase ercinica (F2) costituisce l'evento deformativo principale.

Le osservazioni effettuate nei fogli limitrofi fanno infatti ritenere che tali eventi non corrispondano a fasi deformative cronologicamente distinte, ma rappresentino piuttosto un processo continuo di deformazione progressiva complessa, culminato con la sovrapposizione dell'Unità dell'Arburese sulla Zona esterna e lo sviluppo di una scistosità più o meno penetrativa.

Il principale elemento strutturale ercinico rilevato nel Foglio Villacidro è il sovraccorrimiento dell'Unità dell'Arburese sulla Zona esterna.

L'Unità dell'Arburese, rappresentata in quest'area da litotipi appartenenti alle arenarie di San Vito (SVI: Cambiano - Ordoviciano Inferiore), si sovrappone tettonicamente sulla Zona esterna, costituita da alcuni termini della successione di età compresa tra l'Ordoviciano Superiore (formazioni di Rio San Marco, RSM, e di Domusnovas, DMV) e il Siluriano (formazioni di Genna Muxerru, MUX, e di Fluminimaggiore, FLU). Il contatto tettonico presenta direzioni cartografiche comprese tra N-S e NW-SE, con immersione a NE di circa 30°-40°. Ove visibile, esso mostra netti contrasti litologici tra le rocce a tetto e a letto del sovraccorrimiento, talora con presenza di una cataclasite che conferisce a questo lineamento una marcata evidenza morfologica. Inoltre le successioni sottostanti, visibili in finestra tettonica nella Valle di Aletzia e di Gutturu de Terra (sez. III "Villacidro"), registrano una deformazione cataclastico-milonitica per uno spessore di svariati metri.

Nella parte sud-occidentale del Foglio, tra P.ta Banarba e il Rio Leni, il contatto tettonico acquisisce una direzione circa NW-SE, e tronca il fianco diritto di una piega sinclinale costituita da litotipi della successione dell'Ordoviciano Superiore (formazioni di Domusnovas, DMV, e di Rio San Marco, RSM). In prossimità di tale contatto, nei litotipi più competenti, sono riconoscibili rare lineazioni di allungamento dirette circa E-W, che indicano una direzione di trasporto tettonico verso W. La deformazione indotta nelle successioni sottostanti è particolarmente pervasiva nei litotipi siltitico-argillitici della successione siluriana (formazione di Genna Muxerru, MUX) affioranti nelle finestre tettoniche della Valle di Aletzia e di Gutturu de Terra, mentre è meno evidente nei litotipi della successione dell'Ordoviciano Superiore (DMV, RMS), anche a causa dell'intenso termometamorfismo connesso con la messa in posto dei granitoidi tardo-paleozoici.

Tra le altre strutture osservate, le pieghe con direzione assiale circa N-S sono quelle meno espresse. Infatti, mentre nell'autoctono di tutto l'Iglesiente-Sulcis tali pieghe costituiscono le strutture più caratteristiche della "II fase ercinica", nel Foglio Villacidro esse si individuano in maniera chiara solo in zone distan-

ti dal Sovrascorrimento dell'Arburese, nell'area compresa tra le località Genn'e Cannas - Senna Fogaias e tra il Lago di Montimannu e Trempa Concalis.

I caratteri geometrici sono simili a quelli descritti dagli Autori (POLL, 1966; DUNNET, 1969; ARTHAUD, 1970; CARMIGNANI *et alii*, 1982a) nelle classiche zone dell'Iglesiente-Sulcis, poste più a S dell'area del Foglio. Si tratta di pieghe chiuse, in genere con angolo inferiore ai 30° e lunghezza d'onda solitamente ettometrica; gli assi sono diretti circa N-S con immersione variabile e inclinazioni modeste che raramente superano i 30°; le superfici assiali sono in genere sub-verticali, raramente inclinate verso W. Lo stile del piegamento è fortemente influenzato dai litotipi: in quelli più competenti si sviluppa in genere una geometria concentrica. Molto spesso, i litotipi pelitico-arenacei mostrano la cerniera ispessita, probabilmente per appiattimento successivo di pieghe formatesi per *flexural slip*. Anche le strutture minori sono molto più frequenti nelle successioni clastiche meno grossolane.

Le pieghe hanno sempre una scistosità di piano assiale ben sviluppata, che si manifesta come clivaggio discontinuo nelle metarenarie, e come *slaty cleavage* nei litotipi pelitici. L'ellissoide della deformazione legato a queste strutture è in genere di tipo appiattito; da ciò deriva quindi la scarsa presenza di lineazioni di estensione.

1.3.2. - Tettonica ercinica della "Zona a falde"

Anche i terreni della "Zona a falde" registrano diversi eventi deformativi. Come noto, durante le fasi principali dell'orogenesi ercinica, il basamento ercinico della Sardegna centro-meridionale viene interessato strutturalmente dall'impilamento di più unità tettoniche ("Falde esterne"), la cui deformazione duttile è accompagnata da un metamorfismo in facies di scisti verdi.

Il quadro deformativo proposto dagli Autori è dato da una tettonica "*sin-nappe*" e da una tettonica "*post-nappe*". La tettonica "*sin-nappe*" è caratterizzata da deformazioni duttili che si manifestano in modo differente nelle singole unità dove, a seconda dei casi, sono ben individuabili uno o due eventi deformativi più intensi a seconda delle unità tettoniche coinvolte, ed importanti sovrascorrimenti verso S e SW. La tettonica "*post-nappe*" è interessata da almeno due eventi deformativi principali e da movimenti trascorrenti (CARMIGNANI *et alii*, 1982b; 1986a). Le principali unità tettoniche riconosciute dagli Autori nella Zona a falde sono: l'Unità di Genn'Argiolas, l'Unità dell'Arburese, l'Unità del Gerrei, l'Unità di Meana Sardo, l'Unità della Barbagia e le più profonde Unità di Castello Medusa e Unità del Monte Grighini.

Nel Foglio Villacidro affiorano terreni appartenenti all'Unità tettonica dell'Arburese e all'Unità tettonica del Gerrei.

1.3.2.1. - Tettonica ercinica nell'Unità dell'Arburese

L'Unità tettonica alloctona dell'Arburese (BARCA *et alii*, 1982a; 1982b) affiora nel settore sud-occidentale del Foglio (sez. III "Villacidro"), dove risulta costituita essenzialmente dalle arenarie di San Vito (SVD), la cui monotonia litologica non consente di evidenziare strutture plicative di particolare rilievo a scala cartografica.

Durante il rilevamento anche in questa unità tettonica non sono stati riconosciuti elementi strutturali attribuibili alla "I fase ercinica" della Zona esterna dell'Iglesiente-Sulcis, mentre sono risultate evidenti le strutture legate alla "II fase ercinica" (tab.5).

Tab. 5 - *Fasi deformative erciniche e relative strutture nell'Unità tettonica dell'Arburese del Foglio 547 "Villacidro"*.

	FASI DEFORMATIVE	DIREZIONE DI ACCORCIAMENTO	STRUTTURE PRINCIPALI	CARATTERISTICHE ED ELEMENTI STRUTTURALI INDICATI NELLA CARTA
FASI COLLISIONALI	I Fase Ercinica / F1	N-S non rilevata	--	--
	II Fase Ercinica / F2	circa E-W ed ENE-WSW	- pieghe ad E del Lago di Montimannu - pieghe tra Genn'e Cannas e Genna Fogaias - sovrascorrimento dell'Arburese - finestre tettoniche di Aletzia e di Gutturu de Terra	- pieghe scistose (S2) con assi circa NNW-SSE e N-S (da N150E a N10E) - sovrascorrimenti W ed W-SW vergenti con fasce cataclastico-milonitiche - finestre tettoniche
FASE ESTENSIONALE	Fase estensionale tardiva / F3	da NNW-SSE a NE-SW	- pieghe tra Gonnosfanadiga e Riu Acqua de su Ferru - pieghe tra Genn'e Cannas e Cuccuru 'e Frissa - pieghe tra Lago di Montimannu e M. Zippiri	- pieghe con debole scistosità e direzione assiale variabile da N80E a N130E circa

Le rocce che caratterizzano questa unità tettonica mostrano una deformazione interna penetrativa legata alla fase collisionale ercinica principale e vi sono stati riconosciuti i principali eventi deformativi presenti nella Zona esterna. Gli elementi strutturali riconosciuti sono sostanzialmente tre:

- 1) pieghe ad assi circa NNW-SSE e N-S;
- 2) "sovrascorrimento dell'Arburese";
- 3) finestre tettoniche della Valle di Aletzia e di Gutturu de Terra.

L'Unità dell'Arburese rappresenta il fronte più esterno dell'edificio a falde della catena ercinica sarda, sovrascorso durante la fase plicativa principale, con traslazione da NE verso SW, sull'Unità tettonica dell'Iglesiente-Sulcis (Zona esterna).

Questo contatto tettonico caratterizza la parte sud-occidentale del Foglio, con direzioni variabili tra N-S e NW-SE, e immersione a NE con inclinazione di circa 30°-40°. Le fasce cataclastico-milonitiche, seppur discontinue e potenti pochi metri, e di non facile osservazione per gli effetti del metamorfismo termico indotto dalle intrusioni granitoidi tardo-erciniche, conferiscono a questo lineamento una marcata evidenza, soprattutto nelle località dove il contatto risulta meglio esposto.

Nella parte meridionale del Foglio, in prossimità del contatto tettonico, tra P.ta Banarba ed il Torrente Leni, sono stati osservati rari indicatori cinematici, quali lineazioni di allungamento per isorientazione di minerali di neoformazione sulla superficie di scistosità, che sembrano indicare una direzione di trasporto tettonico verso W.

La deformazione risultante è sempre penetrativa nella successione sovrascorsa, mentre nella sottostante successione è particolarmente pervasiva nei litotipi siltitico-argillitici siluriani (formazione di Genna Muxerru, MUX) e meno evidente nei litotipi arenacei dell'Ordoviciano Superiore. In questa unità sono riconoscibili piegamenti di un terzo evento deformativo ("III fase ercinica"), i cui assi mostrano direzione variabile da N80E a N130E e che si sovrappongono ai piegamenti da N150E a N10E della seconda fase.

Le pieghe ad assi NNW-SSE e N-S, correlabili con la "II fase ercinica", sono pieghe a geometria variabile con fianchi assottigliati e cerniera ispessita che sviluppano una scistosità S_{2a} di piano assiale penetrativa, più marcata nei litotipi a granulometria fine, ben visibile nei settori ad E del Lago di Montimannu. Tali pieghe, sebbene poco evidenti alla scala cartografica, tuttavia costituiscono l'elemento ercinico principale riconoscibile alla scala dell'affioramento e presente pressochè ovunque in quest'unità tettonica.

Infatti, pieghe con assi diretti tra N170E e N010E ed immergenti di 17-20° sono presenti a SW di Gonnosfanadiga, ad E del Lago di Montimannu e tra le località di Genn'e Cannas e Genna Fogaias; i piani assiali cartografati mostrano immersione verso i quadranti orientali, a SE ed in subordine ad E, con inclinazioni variabili di circa 30-40°.

L'evento deformativo riferibile alla fase tarda ("III fase ercinica") si caratterizza per eventi tettonici deformativi minori, che hanno prodotto modesti raccorciamenti; si tratta di pieghe a medio raggio, talora chiuse, e con locale debole scistosità penetrativa. In genere ripiegano i piani assiali delle strutture plicative dell'evento deformativo principale ("II fase ercinica"), mostrando direzioni assiali tra N80E e N130E e immersione dei piani assiali verso S e SE con inclinazioni tra 40° e 70° (come osservato tra Gonnosfanadiga e Riu Acqua su Ferru, tra Genn'e Cannas e Cuccuru 'e Frissa, e tra Lago di Montimannu e M. Zippiri).

1.3.2.2. - Tettonica ercinica nell'Unità del Gerrei

L'Unità tettonica del Gerrei è stata riconosciuta nella parte settentrionale del Foglio, a NE di S. Gavino Monreale, ove occupa un'estensione areale di circa 1,5 kmq. In questa unità l'evento deformativo collisionale principale ("II fase ercinica" F2, tab.6), noto in letteratura come fase deformativa ercinica (D1, CARMIGNANI *et alii*, 1982b, 1986b; 2001c), ben sviluppato, mostra un basso grado metamorfico sincinematico (facies scisti verdi, zona a clorite) con blastesi di mica bianca + clorite + albite. Le strutture più comuni e cartograficamente più evidenti in questa parte di basamento sono pieghe isoclinali con cerniere ispessite e fianchi assottigliati, talora coricate verso S e SE, di dimensioni da metriche a ettometriche.

Tab. 6 - *Fasi deformative erciniche e relative strutture nell'Unità tettonica del Gerrei del Foglio 547 "Villacidro"*.

	FASI DEFORMATIVE	DIREZIONE DI ACCORCIAMENTO	STRUTTURE PRINCIPALI	CARATTERISTICHE ED ELEMENTI STRUTTURALI INDICATI NELLA CARTA
FASI COLLISIONALI	I Fase Ercinica / F1	non rilevata	--	--
	II Fase Ercinica / F2	da NW-SE a N-S	piega sinclinale isoclinale con piano assiale variabile da NE-SW (loc. Cardiaxioleddu) a circa E-W presso il Castello di Monreale	pieghe isoclinali ettometriche coricate verso S e SE, con scistosità S1 ben espressa
FASE ESTENSIONALE	Fase estensionale tardiva	non rilevata	--	--

La struttura principale, a E del Castello di Monreale (tra località Perda Lai, Corongiu s'Arenada e Cardiaxioleddu) definisce una vistosa sinclinale isoclinale, riconducibile alla principale fase deformativa del Sarrabus-Gerrei (D1), che comprende metasedimenti dell'Ordoviciano (MGM) e presenta al nucleo metasedimenti riferibili all'Ordoviciano Superiore - ?Siluriano Inferiore. L'orientazione del piano assiale varia da NE-SW in località Cardiaxioleddu, a circa E-W nei pressi del Castello di Monreale, con giaciture mediamente inclinate verso S e SE. Nel medesimo areale altre pieghe minori, riferibili alla fase deformativa principale, mostrano, alla scala dell'affioramento, immersioni assiali verso S.

Talvolta gli assi delle pieghe di prima fase e le lineazioni di massima estensione sono sub-paralleli, o formano angoli di molto inferiori a 90°. Ulteriori evidenze alla scala cartografica e dell'affioramento mostrano che le pieghe della fase principale sono piane.

Questo tipo di strutture sono evidenti in gran parte dell'area ove la sinclinale isoclinale a nucleo di metasedimenti siluriani, e le anticlinali a nucleo di metasedimenti ordoviciani hanno tale forma caratteristica. Gli elementi strutturali lineari associati all'evento deformativo principale sono rappresentati da lineazioni di intersezione S_0/S_{2a} e più raramente da lineazioni di estensione L_{2a} . La scistosità S_{2a} costituisce l'anisotropia planare più evidente alla scala dell'affioramento.

1.4. - ANALISI STRUTTURALE

L'analisi delle deformazioni *sin-post*-collisionali erciniche è stata approfondita nei settori di basamento paleozoico del Foglio, come evidenziato in tav.7, mediante l'individuazione di vari domini strutturali omogenei.

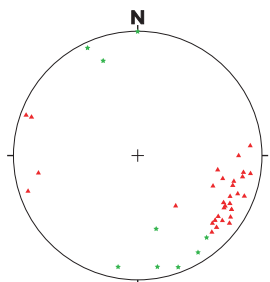
Nella parte sud-occidentale del Foglio, ove affiorano estesamente le litologie del Cambriano-Ordoviciano Inferiore, dell'Ordoviciano Superiore e del Siluriano, in funzione della tipologia, dell'andamento e della distribuzione cartografica rispetto agli elementi strutturali misurati in campagna (stratificazione S_0 , assi e scistosità della fase principale "II fase ercinica", assi della fase tardiva "III fase ercinica") sono stati individuati tre domini omogenei, rispettivamente due nell'Unità tettonica dell'Arburese e uno nell'Unità tettonica del Gerrei.

I dati sono stati elaborati statisticamente con diagrammi di densità (rappresentazione stereografica polare equivalente-reticolo di Schmidt, emisfero inferiore) rappresentati mediante curve di isofrequenza che uniscono tutti i punti aventi la stessa densità polare. La rappresentazione stereografica degli elementi strutturali considerati evidenzia la presenza di una fase ercinica principale ("II fase ercinica") e una fase ercinica tarda ("III fase ercinica") che interferisce con la precedente con piegamenti secondari e ondulazioni. Per ciascun dominio strutturale omogeneo si riportano i caratteri salienti.

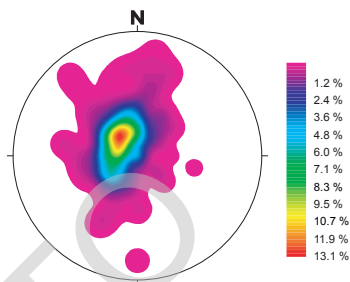
1.4.1. - *Dominio "Villacidro" (Area I)*

1.4.1.1. - Assi della "II fase ercinica" nelle arenarie di San Vito (SVI, Unità tettonica dell'Arburese)

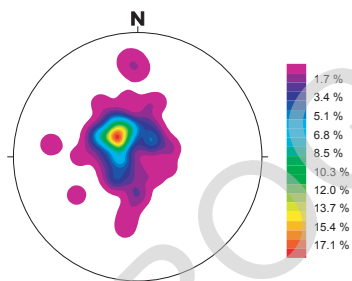
La rappresentazione stereografica di questo elemento strutturale evidenzia in questo dominio una dispersione dei poli con un massimo percentuale ricadente nel quadrante SE, dispersioni con un minimo percentuale nei quadranti NW e SW e lungo l'asse N-S in accordo con le direzioni assiali della fase ercinica principale ("II fase ercinica") (tav.7a: *stereonet* Area1, assi della II fase ercinica).



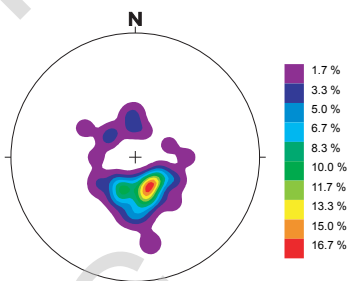
(a)
Dominio "Villacidro"
 Area 1: ▲ Assi Fase Tarda, 34
 ★ Assi Fase 2ª, 9



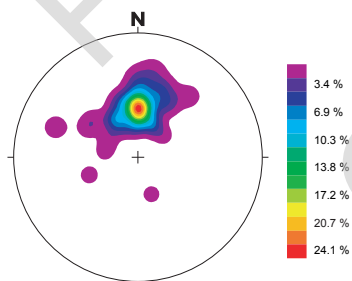
(b)
Dominio "Villacidro"
 Area 1; S_0 ; 420



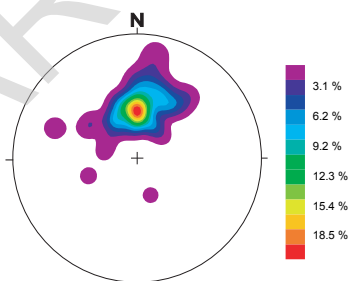
(c)
Dominio "Villacidro"
 Area 1; S_{2a} ; 117



(d)
Dominio "Aletzia"
 Area 2; S_2 ; 60

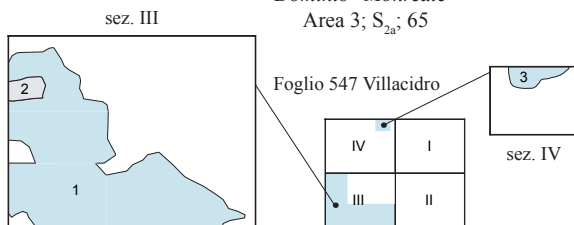


(e)
Dominio "Monreale"
 Area 3; S_0 ; 58



(f)
Dominio "Monreale"
 Area 3; S_{2a} ; 65

Tav. 7 - Diagrammi di contouring degli elementi strutturali (equiangolo, emisfero inferiore) nel basamento del Foglio Villacidro (sez. 547 III "Villacidro"; sez. 547 IV "S. Gavino Monreale").



1.4.1.2. - Stratificazione S_0 nelle arenarie di San Vito (SVI) (Unità tettonica dell'Arburese)

Questa rappresentazione evidenzia una dispersione dei poli di S_0 nei quattro quadranti con un massimo percentuale nel quadrante occidentale NW, in accordo con le direzioni strutturali della fase ercinica principale ("II fase ercinica"). Lo *stereonet* evidenzia inoltre come la fase ercinica tarda ("III fase ercinica") influenzi la geometria degli elementi strutturali della fase principale, disperdendo le direzioni di immersione rispetto all'asse E-W (tav.7b: *stereonet* Area 1, stratificazione S_0).

1.4.1.3. - Scistosità S_{2a} nelle arenarie di San Vito (SVI) (Unità tettonica dell'Arburese)

L'elemento strutturale della scistosità S_{2a} rappresentato nello *stereonet* evidenzia situazioni simili a quelle riguardanti la stratificazione. Infatti la rappresentazione stereografica mostra una dispersione dei poli prevalentemente lungo l'asse N-S e in subordine lungo l'asse E-W, con un massimo percentuale dei poli tra gli assi N-S e E-W nel quadrante NW e un minimo percentuale di dispersione dei poli di riferimento nel quadrante SE (tav.7c: *stereonet* Area 1, scistosità S_{2a}).

1.4.1.4. - Assi della fase ercinica tarda ("III fase ercinica") nelle arenarie di San Vito (SVI, Unità tettonica dell'Arburese)

La rappresentazione evidenzia in questo dominio strutturale un massimo percentuale dei poli delle direzioni di immersione nel quadrante SE e dispersione dei minimi percentuali sia nel quadrante NW che in quello NE, in accordo con le direzioni strutturali variabili che caratterizzano questa fase e che interferiscono con piegamenti secondari e ondulazioni, talora a largo raggio, con la fase ercinica principale (tav.7a: *stereonet* Area 1, assi fase ercinica tarda).

1.4.2. - Dominio "Aletzia" (Area 2)

1.4.2.1. - Scistosità S_{2a} nelle formazioni del Siluriano (MUX, FLU)

La rappresentazione evidenzia una certa omogeneità nella dispersione sia nei massimi che nei minimi percentuali, che risultano distribuiti in prevalenza nell'intorno e lungo l'asse E-W, con una dispersione locale nelle percentuali minime lun-

go l'asse N-S dell'emisfero N e nei quadranti NW, SE e NE, presumibilmente legati all'interferenza della fase ercinica tarda (tav.7d: *stereonet* Area 2, scistosità S_2).

1.4.3. - Dominio "Monreale" (Area 3)

1.4.3.1. - Stratificazione S_0 dell'Ordoviciano Superiore (MGM) (Unità tettonica del Gerrei)

Questa rappresentazione evidenzia una certa omogeneità nelle direzioni di immersione verso N, con disposizione del massimo percentuale nei quadranti NW e NE lungo l'asse N-S; si ha dispersione dei minimi percentuali dei poli di riferimento in tutti i quadranti, con dispersione principale nei quadranti NW e NE (tav.7e: *stereonet* Area 3, stratificazione S_0);

1.4.3.2. - Scistosità S_{2a} delle formazioni dell'Ordoviciano Superiore (MGM) e del Siluriano Inferiore (SGA) (Unità tettonica del Gerrei)

Questa rappresentazione mostra un netto parallelismo con le direzioni di immersione delle S_0 sia come percentuali di massimo che di minimo (tav.7f: *stereonet* Area 3, scistosità S_{2a} della fase principale "II fase ercinica"), evidenziando la coincidenza tra stratificazione (S_0) e scistosità (S_{2a}).

1.5. - TETTONICA TARDO-ERCINICA

Nel basamento sardo è generalmente riconosciuta una tettonica tardo-ercinica estensionale *post*-collisionale, esplicatasi nel Carbonifero Superiore - Permiano quando, esaurite le spinte compressive, l'orogene ispessito tende al riequilibrio isostatico. Nell'area del Foglio non si sono rinvenute evidenze di questa tettonica.

Per la definizione dell'assetto strutturale del Foglio acquista particolare rilievo la tettonica *post*-ercinica, costituita da una serie di eventi minori di una tettonica fragile, sia a carattere compressivo che distensivo, che si è manifestata in varie fasi a partire dalla messa in posto dei granitoidi (Carbonifero Superiore - Permiano Inferiore) e successive riprese soprattutto durante il Cenozoico.

Le principali strutture, che interessano gran parte del basamento, sono date da sistemi di faglie con direzioni prevalenti NW-SE, NE-SW ed E-W. Gli effetti in particolare della tettonica cenozoica sono descritti di seguito.

2. - TETTONICA CENOZOICA

2.1. - CARATTERI GENERALI

L'evoluzione della Sardegna durante il Cenozoico è caratterizzata dal succedersi di numerose fasi tettoniche sia a carattere compressivo che distensivo, spesso con una significativa componente cinematica trascorrente, e da due importanti cicli vulcanici (il primo ciclo, calcalino, dell'Oligo-Miocene; il secondo, alcalino, del Plio-Pleistocene) manifestatisi con la messa in posto di prodotti lavici e piroclastici, a chimismo variabile da acido a basico, che affiorano estesamente in varie parti dell'Isola.

Nell'areale del Foglio Villacidro la tettonica cenozoica mostra effetti nettamente minori rispetto a quella ercinica. Infatti, la strutturazione acquisita durante il Paleozoico superiore è ancora ben conservata, al punto che le direzioni strutturali principali NW-SE e NE-SW, ben sviluppate nel basamento cristallino, hanno sicuramente giocato un ruolo importante anche nel Terziario.

La tettonica cenozoica risulta comunque ben documentata all'interno del Foglio, sebbene la concomitante sedimentazione, che ha caratterizzato l'evoluzione del bacino terziario sardo (ASSORGIA *et alii*, 1997a; 1997b; 1997c), sia qui poco rappresentata in affioramento a causa delle estese coperture quaternarie che occupano la vasta piana del Campidano.

Infatti, i depositi clastici continentali della formazione del Cixerri (CIX, Eocene medio - ?Oligocene Inferiore), che possono essere considerati come una "molassa" legata ai movimenti pirenaici che hanno coinvolto soprattutto la Sardegna sud-occidentale (BARCA & COSTAMAGNA, 2000), risultano attualmente preservati solamente in areali circoscritti, sia ad E (settore a SE di Serrenti), sia a W (miniera Su Zippiri) del Campidano.

Il successivo diffuso vulcanismo calcalino oligo-miocenico risulta ben rappresentato nel Foglio; esso viene ricondotto a processi di subduzione di crosta oceanica conseguenti alla collisione tra la placca Apula ed il Margine sud-europeo, al quale la Sardegna era ancora saldata durante la fase collisionale nord-appenninica e prima del *rifting* burdigaliano.

I depositi appartenenti alla formazione di Ussana (USS) e i sedimenti marini dei calcari di Villagrega (VLG) e della formazione della Marmilla (RML) (Aquitano-Burdigaliano, I ciclo miocenico: ASSORGIA *et alii*, 1997a; 1997b; 1997c; SPANO & BARCA, 2002) possono essere messi in relazione, almeno inizialmente, con la tettonica trascorrente dovuta alla compressione nord-appenninica che, in particolare nella Sardegna centro-settentrionale, ha generato transpressioni e bacini transtensivi tra l'Oligocene e il Burdigaliano inferiore-medio (CARMIGNANI *et alii*, 1994a).

A partire dal Burdigaliano, contemporaneamente al collasso gravitativo dell'orogene nord-appenninico, ha origine un'importante fase di *rifting*, responsabile del distacco dal Margine sud-europeo e della migrazione verso SE del Blocco sardo-corso, con la contemporanea formazione della "Fossa Sarda" *Auct.* (o "Rift sardo": *sensu* CHERCHI & MONTADERT, 1982; 1984).

Questo bacino tettonico si inquadra pertanto nel complesso sistema di fosse tettoniche che interessa il Mediterraneo centro-occidentale (*Western European Rift System, Auct.*) ed è strettamente connesso con l'apertura del Bacino Balearico (LETOUZEY & TREMOLIERES, 1984; DERCOURT *et alii*, 1986; BERGERAT, 1987; ZOBACK, 1994; SERANNE *et alii*, 1999).

Il "Rift Sardo" *Auct.* si sviluppa in senso meridiano attraversando longitudinalmente l'Isola dal Golfo dell'Asinara fino al Golfo di Cagliari, prolungandosi in mare alle due estremità. All'interno della fossa si accumularono potenti sedimenti di natura arenacea, marnosa, argillosa e calcarea, che nel Foglio Villacidro sono rappresentati dalle marne di Gesturi, (CHERCHI & MONTADERT, 1984; CHERCHI, 1985), riferibili al II ciclo miocenico (Burdigaliano superiore - Langhiano; ASSORGIA *et alii*, 1997a; 1997b; 1997c).

Dopo una temporanea stasi della subsidenza, e con la cessazione dei movimenti di deriva, ebbe luogo un'ulteriore fase trasgressiva durante la quale si depositarono facies marnoso-calcaree di piattaforma del Tortonian - ?Messiniano Inferiore (CHERCHI, 1985), rappresentate dalla successione carbonatica affiorante nel settore di Cagliari ("Pietra Cantone", "Tramezzario" e "Pietra Forte": III ciclo miocenico; ASSORGIA *et alii*, 1997a; 1997b; 1997c; SPANO & BARCA, 2002).

La ripresa dell'attività tettonica distensiva verso la fine del Messiniano ha prodotto nella Sardegna meridionale l'inversione delle strutture oligo-mioceniche. In corrispondenza delle colline di Cagliari, a S del Foglio Villacidro, sulla base di dati geofisici è stato valutato un sollevamento complessivo legato alla tettonica di inversione messiniana dell'ordine del migliaio di metri (CASULA *et alii*, 2001).

Nel Pliocene-Pleistocene, a seguito dell'apertura del Bacino sud-tirrenico, nuovi movimenti distensivi furono responsabili della formazione del *graben* del Campidano, una fossa tettonica impostatasi sulla parte meridionale della pre-esistente "Fossa Sarda" *Auct.* burdigaliana.

Il picco della subsidenza in questa depressione è marcato, nel Pliocene Medio-Superiore, dai potenti depositi clastici continentali della formazione di Samassi (PECORINI & POMESANO CHERCHI, 1969), risultanti prevalentemente dall'erosione dei rilievi paleozoici, dei sedimenti miocenici e del Pliocene Inferiore marino, quest'ultimo riscontrato in un sondaggio nel sottosuolo del Campidano di Cagliari (MURRU, 1983) ma ben affiorante nella penisola del Sinis (Oristano; PECORINI, 1972).

Dal complesso dei dati dedotti dall'analisi sismica, CASULA *et alii* (2001) valutano uno sprofondamento totale del bacino cenozoico sardo dell'ordine di 3.000 m, con uno spessore di circa 2.400 m per le sequenze sedimentarie e vulcaniche oligo-mioceniche e circa 600 m per i depositi plio-quadernari.

2.2. - STRUTTURE PRINCIPALI

2.2.1. - Strutture oligo-mioceniche

La parte del “*Rift Sardo*” *Auct.* (Miocene Inferiore) compresa tra il Golfo di Oristano ed il Golfo di Cagliari è caratterizzata in superficie da una forma semplice, allungata e stretta per tutta la sua lunghezza, cui si associa una struttura interna complessa (CASULA *et alii*, 2001), chiaramente asimmetrica, caratterizzata da *semigraben* a polarità opposta separati da zone di trasferimento (“*transfer zones*” *sensu* GIBBS, 1984).

La struttura di ciascun *semigraben* è controllata a sua volta da faglie principali, normali, parallele all'asse del *rift*, che presentano inclinazioni tra 60° e 80° e talora carattere listrico, e da faglie trasversali, oblique, subverticali, che ne controllano lo sviluppo longitudinale agendo come faglie di trasferimento (“*transfer faults*” *sensu* GIBBS, 1984; BOSWORTH, 1985); l'interferenza di questi sistemi di faglie determina la suddivisione in blocchi ed il loro basculamento, con inclinazioni medie di 10-15°.

L'areale del Foglio Villacidro si colloca nel settore centro-meridionale del “*Rift Sardo*”, costituito in quest'area dalla terminazione nord del “*Southern Cagliari rift segment*” (CASULA *et alii*, 2001), un *semigraben* immergente ad E bordato da due *master faults* longitudinali dirette NNW-SSE, una esterna (Faglia di Isili) ed una interna (Faglia di Monastir) e, nella parte più settentrionale, dalla “*Sardara horst-type twist-zone*” (CASULA *et alii*, 2001), una zona di trasferimento molto complessa dal punto di vista strutturale, che determina la transizione verso N, al di fuori del Foglio, al “*Northern Oristano rift segment*” (CASULA *et alii*, 2001) (v. tav.6).

I lineamenti principali sono quindi costituiti da sistemi di faglie dirette, talora ad importante componente trascorrente, orientati prevalentemente NW-SE, subordinatamente N-S e NE-SW. Queste faglie per la gran parte non affiorano in quanto sono coperte dalle estese e potenti coltri alluvionali quadernarie; pertanto sono state riportate in carta e nello schema strutturale di tav.6 con il simbolo di faglia sepolta.

La loro ubicazione non deriva quindi da osservazioni dirette, bensì è stata messa in evidenza nel sottosuolo da CASULA *et alii* (2001) sulla base della rein-

terpretazione di profili sismici prodotti con le campagne geofisiche (sismiche) condotte nella pianura del Campidano ricadente nella zona centrale del Foglio Villacidro (cfr. § VII, tav.9).

La Faglia di Monastir (Fmo, v. tav.6) interessa l'intero settore orientale del Foglio Villacidro, tra i paesi di Sanluri e Serrenti. È una faglia normale, subverticale, con direzione media N140-160E, immersione a W-SW. Il rigetto verticale diminuisce progressivamente verso N, a partire dai circa 1.000 m individuati nel Campidano meridionale (nei vicini Fogli 556 "Assemini" e 557 "Cagliari"), fino al centinaio di metri nel settore S del Foglio Villacidro, per poi elidersi completamente a S di Sardara, in corrispondenza della zona di trasferimento ("Sardara *twist-zone*").

In affioramento la faglia è ben evidente a S di Serrenti, ove ribassa verso W i depositi miocenici della formazione della Marmilla (RML) e delle marne di Gesturi (GST), isolando le vulcaniti oligo-mioceniche ad E e NE.

Alla faglia principale sono associate numerose faglie secondarie, normali, con direzioni subparallele, che ribassano verso W. Altre strutture minori circa ortogonali, dirette NE-SW, sono state osservate entro le vulcaniti oligo-mioceniche del distretto vulcanico di Serrenti-Furtei. Strutture secondarie analoghe, sia parallele che in subordine ortogonali, dirette NE-SW, sono segnalate da CASULA *et alii* (2001).

La "Sardara *horst-type twist-zone*" (STZ, v. tav.6) è un'area di circa 40 kmq, che suddivide il "graben" in due compartimenti, correlati con un netto cambiamento dell'immersione (*tilting*) dei blocchi, rispettivamente verso E-NE nel blocco meridionale (Cagliari) e verso W-SW in quello settentrionale.

Nell'insieme, la *transfer zone* presenta una complessa struttura, costituita da un sistema di faglie di trasferimento, oblique e/o trasversali rispetto all'asse del *Rift* oligo-miocenico, e da un rialzo centrale culminante nell'*horst* del Castello di Monreale, a W e SW di Sardara, nell'estremo centro-settentrionale del Foglio Villacidro.

Il sistema di faglie di trasferimento è ben rappresentato in affioramento dalla Faglia di Monreale (FMR, v. tav.6), nel settore centro-settentrionale del Foglio. Si tratta di una faglia normale, orientata WSW-ENE, subverticale, che marca il bordo meridionale dell'*horst* del Castello di Monreale. Lungo questa struttura si trasferisce parte del rigetto verticale prodotto lungo la Faglia di Monastir, portando all'affioramento il basamento paleozoico con un sollevamento dell'ordine di alcune centinaia di metri.

Altre evidenze della tettonica oligo-miocenica sono state riconosciute nei settori nord-orientali del Foglio, dove sistemi di faglie normali, orientate NW-SE fino a NE-SW, attraversano i sedimenti miocenici con rigetti verticali dell'ordine di qualche centinaio di metri.

Ad esempio, nel bordo orientale del Foglio, lungo il rio che attraversa l'abitato di Segariu, una faglia normale orientata N160E ribassa il blocco orientale con rigetto verticale perlomeno ettometrico, ponendo in contatto tettonico i depositi della formazione della Marmilla (RML) con le andesiti anfiboliche di Monte Mannu (MMN) e i calcari di Villagrecia (VLG).

A monte dell'abitato di Segariu, un sistema di faglie normali orientate N30-50E ribassa verso N la cornice carbonatica tra P.ta Manna e Bruncu su Sen-su, manifestando rigetti verticali di minore entità.

Nel medesimo settore sono stati osservati indizi di movimenti compressivi. Lungo il versante nord-orientale del rilievo di P.ta Manna, una faglia inversa orientata N100E sovrappone tettonicamente le andesiti anfiboliche di Monte Mannu (MMN) a N, sui calcari aquitaniani di Villagrecia (VLG) a S.

Deformazioni plicative alla micro e mesoscala, osservate entro i depositi della formazione della Marmilla (RML) in diversi settori del Foglio Villacidro (bivio Furtei, km 49-50 S.S. 131, S.P. Sanluri-Lunamatrona in loc. Funtananoa, loc. Pala Cixiri), mettono in evidenza l'instabilità tettonica del bacino di sedimentazione del Miocene Inferiore.

2.2.2. - *Strutture plio-quadernarie*

Per quanto riguarda la tettonica distensiva di età plio-quadernaria, le strutture principali responsabili della subsidenza presentano le medesime orientazioni NW-SE delle faglie riferibili all'apertura del *Rift* o "Fossa Sarda" *Auct.* nel Miocene Inferiore, per cui è verosimile che in molti casi si tratti di strutture riattivate.

Particolare rilievo a questo proposito è assunto dalla faglia NW-SE che marca il bordo occidentale della pianura del Campidano, estendendosi per tutta la sua lunghezza (circa 100 km) dal Golfo di Oristano a N, al Golfo di Cagliari, a S, e per questo considerata la principale struttura plio-quadernaria presente in Sardegna.

Essa costituisce nel suo insieme la *master fault* del *graben* plio-quadernario, ed in dettaglio si articola in numerose faglie sub-parallele con disposizione *en échelon*. Anche per questo motivo è nota nella letteratura scientifica con diverse denominazioni (es. Faglia del Campidano, Faglia di Guspini, Faglia di Sarroch, *etc.*).

In questo Foglio si è ritenuto opportuno adottare la denominazione di Faglia di Villacidro (Fv₁, v. tav.6) in quanto proprio nei pressi del paese omonimo è particolarmente marcato il gradino morfologico prodotto dalla faglia, che segna la transizione tra la pianura del Campidano e la zona montuosa dell'Arburese-Iglesiente. La faglia infatti separa i rilievi montuosi a SW del paese di Villacidro, costituiti da terreni del basamento paleozoico, affioranti nell'angolo SW del Foglio, dalla piana alluvionale del Campidano.

Nel tratto più meridionale della faglia, all'interno del Foglio, sono presenti alcune sorgenti termali (sorgente S'Acquacotta, sorgente S'Acqua Callenti) che fanno parte di un complesso circuito idrotermale profondo che porta in superficie acqua a temperature massime intorno a 46°-48°C (DETTORI *et alii*, 1982; CABOI *et alii*, 1988).

Nel Plio-Quaternario questa faglia ha agito come faglia diretta sollevando il blocco occidentale, costituito da basamento paleozoico metamorfico e granitico, e ribassando il blocco orientale con rigetti dell'ordine di alcune centinaia di metri.

Alcuni Autori (FUNEDDA *et alii*, 2009) riconoscono anche una forte impronta trascorrente destra manifestatasi in età oligo-miocenica durante la complessa evoluzione strutturale del "Rift Sardo". In ogni caso si tratta di una struttura oligo-miocenica riattivata, il cui rigetto verticale complessivo a scala regionale è valutabile non inferiore al migliaio di metri.

Nell'angolo NW del Foglio la Faglia di Villacidro viene rigettata da strutture trasversali, dirette circa N060E, messe in evidenza da lavori minerari (Faglia di Salapòni (FSA, v. tav.6), SALVADORI, 1959a), che presumibilmente riattivano antiche faglie oligo-mioceniche associate alla zona di trasferimento (STZ, v. tav.6) descritta in precedenza.

Altre strutture plio-quaternarie sono evidenti, come già riportato, solo dall'interpretazione dei dati geofisici; lungo queste faglie sono documentati movimenti prevalentemente verticali, con rigetti talora significativi, anche se inferiori a quelli oligo-miocenici. A S del Foglio Villacidro, nell'areale del Foglio Cagliari, le strutture plio-quaternarie che marcano il limite tra le colline mioceniche di Cagliari e lo Stagno di S.Gilla presentano, in base a dati di sondaggi, rigetti complessivi valutabili intorno ad alcune centinaia di metri.

PROGETTO
CARG

VI - CENNI GEOMORFOLOGICI

L'area centrale del Foglio Villacidro ricade nella regione del Medio Campidano e la sua geomorfologia è fortemente influenzata dal contesto geolitologico e strutturale che ha interagito con gli effetti dei cambiamenti climatici quaternari.

Il Campidano è stato classicamente interpretato come un *graben* (PECORINI & POMESANO CHERCHI, 1969; CASULA *et alii*, 2001) la cui formazione viene riferita al Pliocene Medio-Superiore-?Pleistocene per la presenza, nel suo sottosuolo, di oltre 500 m di sedimenti continentali contenenti foraminiferi rimaneggiati dai sottostanti sedimenti del Miocene e del Pliocene Inferiore marino. Si tratterebbe di un *graben* asimmetrico con la *master fault* ubicata sul bordo sud-occidentale e faglie antitetiche di minor importanza sul bordo nord-orientale. Purtroppo i sedimenti pleistocenici affioranti in Campidano sono in genere limitati al Pleistocene superiore (BARCA *et alii*, 2005; BARCA *et alii*, 2009; FUNEDDA *et alii*, 2009) e non permettono dunque di scandire l'attività tettonica precedente. Dato che estese conoidi del Pleistocene superiore e dell'Olocene mascherano i bordi del Campidano, non è neppure possibile discriminare quanto dell'attuale forma del rilievo sia da attribuire a processi di erosione selettiva eventualmente sovrapposti ad attività tettonica.

Sul bordo NE dell'area rilevata sono state osservate faglie ad alto angolo N175E/85° immergenti a SW (loc. Corongiuleddas), che tagliano i depositi pleistocenici ed originano depressioni minori allungate in direzione NW-SE (v. fig.60). Esse testimoniano dunque una attività tettonica anche molto recente.

La morfologia attuale dei rilievi paleozoici, metamorfici e granitici, che delimitano a SW il Campidano, è dominata da processi di incisione lineare che hanno condotto al modellamento di profonde valli con profilo a V. Alla sommità dei versanti è stato possibile notare che i rilievi più elevati sono ubicati a quote comparabili e che dunque testimoniano l'originaria estensione anche in questa zona delle più estese superfici di spianamento osservate in numerosi settori del Sulcis-Iglesiente e del Sarrabus (Fogli 556 "Assemini", 557 "Cagliari", 565 "Capoterra", rispettivamente FUNEDDA *et alii*, 2009; BARCA *et alii*, 2005; BARCA *et alii*, 2009).

Queste superfici sono state in genere attribuite al "penepiano ercinico", ma in seguito ai lavori recenti di rilevamento del Foglio 540 "Mandas", a cui si rinvia per una analisi più dettagliata, è stato possibile stabilire che esistono evidenze per processi di spianamento multipli. In tale Foglio il modellamento più recente, responsabile anche di quello che interessava l'area del Foglio Villacidro, risulta di età compresa tra il Miocene Superiore ed il Pliocene Inferiore.

Il settore NE del Foglio Villacidro, comprendente i rilievi collinari vulcanici e sedimentari oligo-miocenici, presenta versanti di tipo prevalentemente erosivo.

I versanti modellati a spese dei sedimenti marnoso-arenacei terziari presentano morfologie collinari dolci e poco acclivi. L'area interessata dalle rocce vulcaniche oligo-mioceniche è invece caratterizzata da dossi più elevati e versanti più acclivi.

La morfologia è quindi condizionata dall'erosione selettiva e dai processi di riesumazione. Frequentemente i picchi isolati sono associabili alla presenza di antichi domi andesitici e/o alla maggior velocità di erosione di settori fortemente alterati. Localmente, la presenza di depositi di flussi piroclastici più o meno saldati genera versanti a gradinata. Dove i depositi di flussi piroclastici presentano giaciture più acclivi si sono originate *cuestas* di modesta continuità laterale. Morfologie a *cuestas* presentano localmente anche i lembi di calcari di Villagrecia poggianti sopra le vulcaniti.

I caratteri salienti della morfologia del Foglio Villacidro sono però dati dai depositi alluvionali, che appartengono a due grandi cicli morfogenetici, il più antico riferibile al Pleistocene superiore ed il più recente all'Olocene.

Dai versanti che delimitavano il Campidano, durante il Pleistocene superiore, si sono originate estese conoidi alluvionali coalescenti. La loro morfologia era caratterizzata da una più elevata acclività nei pressi del versante e da una progressiva diminuzione della stessa nella parte distale fino a generare conoidi con profilo concavo. Sulla loro superficie le irregolarità topografiche dovute alla presenza di canali distributori sono state in genere livellate dai processi erosivi.

Tutte queste conoidi sono state interessate da importanti processi di incisione che hanno condotto al loro terrazzamento. I processi erosivi sono stati partico-

larmente intensi nelle parti apicali, dove le scarpate raggiungono varie decine di metri di altezza. Questi processi hanno però interessato anche le parti distali che si presentano anch'esse terrazzate ed è probabile che spessori considerevoli siano preservati sepolti nel sottosuolo della pianura.

L'erosione che ha interessato la parte apicale delle conoidi ha certamente rimodellato anche i versanti. In particolare, la parte apicale di due delle più estese conoidi del versante settentrionale (nei pressi di Serrenti) risulta più elevata dei versanti e le dimensioni non sono giustificate dall'attuale limitato bacino idrografico che le alimenta.

È verosimile che queste conoidi fossero alimentate da corsi d'acqua più importanti, interessati poi da fenomeni di cattura durante il Tardiglaciale. La paleovalle che alimentava la conoide più settentrionale passava ai piedi del M. Porceddu, dove è visibile una ampia sella. La conoide più meridionale era alimentata da una valle che passava a S del M. Atziadei, dove sono ancora conservati estesi lembi terrazzati a quote elevate sul fondovalle.

Entro i depositi olocenici (p.e. Riu Aletzia, Torrente Leni), come osservato anche nei Fogli limitrofi, sono presenti conoidi telescopiche (PATA, 2003).

Le morfologie dei depositi di pianura legati alle dinamiche oloceniche sono state sovente cancellate dagli interventi antropici.

Nel settore di Villacidro, in corrispondenza dei rilievi paleozoici sono state messe in evidenza alcune morfologie di rilevante interesse paesaggistico (geositi o monumenti geologici, BARCA & DI GREGORIO, 1999).

PROGETTO
CARG

VII - GEOLOGIA APPLICATA

1. - CAVE

Le attività di cava presenti nel Foglio Villacidro risultano prevalentemente destinate alla produzione di materiali per uso civile (n.41) e, in misura minore (n.1) alla produzione di materiali per uso industriale; tra i materiali di cava di più alto valore commerciale è stato rilevato n.1 sito idoneo per materiali ornamentali.

La maggior parte delle cave presenti risultano inattive o con un regime di coltivazione saltuario.

Tra le cave di uso civile vengono distinte le seguenti tipologie (R.A.S., 1992; 1998; 2001; tab.7):

- cave attive di inerti per conglomerati (n.5);
- cave inattive di inerti per conglomerati (n.23);
- cave attive di materiali per rilevati e riempimenti (n.1);
- cave inattive di materiali per rilevati e riempimenti (n.9);
- cave inattive di lastricati per rivestimenti (n.3).

Nella maggior parte delle cave vengono coltivati materiali di basso valore commerciale.

Queste attività di cava non sono numerose entro l'area del Foglio, nonostante l'abbondanza della materia prima; infatti, l'ambito geografico in cui esse si localizzano risulta sempre fortemente condizionato dalla cosiddetta "area di mercato", che rende questi siti di cava economicamente meno competitivi con i costi di trasporto verso le principali utenze.

AGGIORNAMENTO DEL CATASTO REGIONALE DEI GIACIMENTI DI CAVA
(ART. 5 DELLA L.R. N°30/89 "DISCIPLINA DELL'ATTIVITÀ DI CAVA")

N° CARG	Sezione 1:25000	Codice SIPAC	Codice Progetto	Stato d'attività	Comune	Denominazione	Titolare	Uso	Tipo Commerciale	Litologia	Capacità produttiva annua (onc)	Superficie attività (mq)
1	5471	244003	P026	A	Segariu	Tres Corongius	A.PR.I.Ca.S.r.l.	Civile	Inerti per conglomerati	Calcare	80000	99,696
2	5471	244007	P514	A	Serrenti	Monti Atzorcù	Sarda Trachiti srl	Ornamentale	Pietra per sculture	Ignimbrite	1000	54,743
3	5471	244002	P330	A	Segariu	Tres Corongius	I.C.A. S.r.l.	Civile	Inerti per conglomerati	Calcare	80000	148,823
4	5472	237006	P383	A	Nuraminis	Brunco Orri	Italcementi Spa	Industriale	Granulato per leganti	Marna	6500	45,825
5	5472	218007	P1095	A	Serramanna	Saboddu Trunconi	Cicali Srl	Civile	Inerti per conglomerati	Alluvione	non dichiarato	112,898
6	5474	227001	P392	A	Guspini	Is Marginis	Lecca Nicolò	Civile	Materiale per rilevati e riempimenti	Alluvione	non dichiarato	14,098
7	5474	227004	P393	A	Guspini	Pei Paddu	F.F. Serçi Srl	Civile	Inerti per conglomerati	Alluvione	non dichiarato	361,469
8	5471	214004		I	Sanluri	Funtana Noa 2		Civile	Inerti per conglomerati	Marna		3,247
9	5471	214005		I	Sanluri	Funtana Noa 3		Civile	Inerti per conglomerati	Marna		3,248
10	5471	215001		I	Sanluri	Pala Montisci		Civile	Materiale per rilevati e riempimenti	Marna		19,151
11	5471	237013		I	Serrenti	M. Crastu		Civile	Inerti per conglomerati	Calcare		3,249
12	5471	244008		I	Serrenti	M. Ibera 1-2-3		Civile	Lastricati per rivestimenti	Ignimbrite		42,485
13	5471	244009		I	Serrenti	Perda Fogu 1-2-3		Civile	Lastricati per rivestimenti	Piroclastite		27,270
14	5471	244010		I	Guasila	Punta Sebera		Civile	Inerti per conglomerati	Calcare		42,107
15	5471	244011		I	Segariu	Lampazzu		Civile	Inerti per conglomerati	Calcare		7,893
16	5471	244012		I	Serrenti	Stampaxinu		Civile	Inerti per conglomerati	Andesite		6,521
17	5471	244019		I	Serrenti	M. Senzu		Civile	Lastricati per rivestimenti	Ignimbrite		3,248
18	5471	244021		I	Segariu	Nuraghe Fraga Morus		Civile	Inerti per conglomerati	Calcare		3,248
19	5472	218001		I	Serramanna	Isca Flumini Leni		Civile	Materiale per rilevati e riempimenti	Alluvione		8,149
20	5472	218002		I	Serramanna	Case Ari-Lussu		Civile	Inerti per conglomerati	Alluvione		13,382
21	5472	218003		I	Serramanna	Leni		Civile	Inerti per conglomerati	Alluvione		237,646
22	5472	218004		I	Serramanna	Trunconi		Civile	Inerti per conglomerati	Alluvione		4,673
23	5472	218005		I	Serramanna	Flumini Becciu		Civile	Inerti per conglomerati	Alluvione		3,248
24	5472	218006		I	Serramanna	Perda Fitta		Civile	Inerti per conglomerati	Alluvione		3,248
25	5472	219002		I	Serramanna	Cantonièra Masainas	Sconosciuto	Civile	Materiale per rilevati e riempimenti	Alluvione		2,755
26	5472	219003		I	Serramanna	Cantonièra Masainas		Civile	Inerti per conglomerati	Alluvione		7,355
27	5472	219004		I	Villasor	Cantonièra Masainas 3		Civile	Inerti per conglomerati	Alluvione		9,188
28	5472	219011		I	Serramanna	Masainas	G.EDI	Civile	Materiale per rilevati e riempimenti	Conglomerato		2,993
29	5473	217001		I	Villacidro	Is Guardias	Cicali Srl	Civile	Inerti per conglomerati	Alluvione		62,529
30	5473	217002		I	Villacidro	Rio Leni		Civile	Inerti per conglomerati	Alluvione		449,284
31	5473	219008		I	Villasor	S'Acqua Cotta		Civile	Inerti per conglomerati	Alluvione		3,247
32	5473	222002		I	Gonnosfanadiga	S.Maria		Civile	Materiale per rilevati e riempimenti	Granodiorite		7,408
33	5473	222003		I	Gonnosfanadiga	Su Lillo		Civile	Inerti per conglomerati	Alluvione		6,392
34	5474	227011	P168	I	Pabillonis	Flumini Bellu		Civile	Inerti per conglomerati	Alluvione		21,566
35	5474	227009		I	Pabillonis	S'Isca Milia		Civile	Inerti per conglomerati	Alluvione		119,538
36	5474	213001		I	Pabillonis	Millamara	Zara Aldo	Civile	Materiale per rilevati e riempimenti	Alluvione		1,865
37	5474	213005		I	Pabillonis	S'Arrieddu		Civile	neri per conglomerati	Alluvione		9,761
38	5474	216003		I	San Gavino Monreale	S'Enna Su Molenti 2		Civile	Inerti per conglomerati	Alluvione		3,248
39	5474	227012		I	Pabillonis	S'Arrieddu		Civile	Inerti per conglomerati	Alluvione		35,244
40	5474	227014		I	Guspini	Cumis De Cara	Lecca Nicolò	Civile	Materiale per rilevati e riempimenti	Alluvione		3,249
41	5474	216001		I	San Gavino Monreale	S'Enna Su Molenti		Civile	Materiale per rilevati e riempimenti	Alluvione		9,808
42	5474	216002		I	San Gavino Monreale	Mitza Perda Frau		Civile	Materiale per rilevati e riempimenti	Alluvione		27,294
43	5473	300034	P1221	A	Villacidro	Saboddu		Civile	Inerti per conglomerati	Alluvione		

Tab. 7 - Schema delle attività di cava presenti nel Foglio 547 "Villacidro": aggiornamento del Catasto Regionale dei Giacimenti di Cava (art. 5 della L.R. N°30/89 "Disciplina dell'attività di cava").

Le cave di inerti per conglomerati e quelle di materiali per rilevati e riempimenti sono situate in corrispondenza di litologie differenti, che comprendono depositi alluvionali quaternari, sedimenti carbonatici e clastici terziari e rocce del basamento paleozoico. Le cave di lastricati per rivestimenti si localizzano solo in corrispondenza di prodotti vulcanici terziari.

Tra queste, alcune cave attive hanno un impatto ambientale e visivo rilevante in prossimità di centri abitati (Serrenti: M. Atzorcu; Segariu: Corongiu; Tres Corongius; Costa Faccia a Bidda), o lungo alvei fluviali (Pei Puddu). Tra le cave inattive, alcune si segnalano per estensione areale (Rio Leni, Leni), altre per il notevole impatto sul paesaggio circostante (P.ta Sebera; M. Ibera).

L'unica cava di granulato per leganti, impostata su marne terziarie, si localizza a SW dell'abitato di Villagrecia, a circa 2 km dalla S.S. 131.

L'unica cava di pietre per sculture, impostata su rocce piroclastiche oligo-mioceniche ("Pietra di Serrenti"), si localizza presso M. Atzorcu (fig.73), a N dell'abitato di Serrenti.

La Società Sarda Trachiti S.r.l. ha gentilmente messo a disposizione del progetto CARG alcuni dati di caratterizzazione della "Pietra di Serrenti".

Tre provini sono stati sottoposti a prove di compressione (tab.8).

Nell'area del Foglio Villacidro sono presenti inoltre numerosi scavi minerari non censiti, attualmente inattivi, sfruttati in passato per la coltivazione del caolino, tutti ubicati nel distretto minerario di Serrenti-Furtei.



Fig. 73 - Loc. M. Atzorcu. Panoramica sulle attività di cava impostate sulle ignimbriti di Monte Ibera (MIR). Sullo sfondo, la miniera dismessa di caolino di M. Porceddu.

Tab. 8 - *Provini di caratterizzazione della Ignimbrite di Monte Ibera (MIR).*

PROVINO	DATA PROVA	LATO (cm)	SEZIONE (cmq)	MASSA (gr)	CARICO (KN)	RESISTENZA (N/mmq)
1	13/12/96	10	100	2.290	770,7	77,07
2	13/12/96	10	100	2.257	750,4	75,04
3	13/12/96	10	100	2.315	830,5	83,05
1 Kgf = 9,81 N						
Tipo di rottura bipiramidale						
Peso di volume (con pesata idrostatica, media di n.3 determinazioni) = 2,277 gr/cm ³						
PROVINO	DATA PROVA	LATO (cm)	SEZIONE (cmq)	MASSA (gr)	CARICO (KN)	RESISTENZA (N/mmq)
1	23/01/97	10	100	2.251	718,3	71,80
2	23/01/97	10	100	2.239	604,0	60,40
3	23/01/97	10	100	2.265	615,8	61,60
1 Kgf = 9,81 N						
Tipo di rottura bipiramidale						
Prove eseguite dopo 20 cicli di gelo/disgelo secondo la norma N°2232 R.D. del 16/11/1939						

La miniera di M. Porceddu spicca fra tutti per il notevole impatto visivo sul territorio (fig.74).



Fig. 74 - *Loc. M. Porceddu. Panoramica sulla miniera dismessa di caolino a cielo aperto sul versante meridionale del rilievo; numerosi gli accumuli di discarica mineraria alla base dei fronti.*

2. - MINERALIZZAZIONI

2.1. - TIPI DI ALTERAZIONI IDROTERMALI ASSOCIATE

In tempi tardo-oligocenici la successione vulcanica di Serrenti-Furtei, riferita al ciclo calcalcalino terziario sardo, è stata sede di un articolato campo geotermico. Attualmente sono evidenti nel settore gli effetti dell'attività del circuito epitermale, testimoniate, alla scala dell'affioramento, da intensi processi di alterazione sui diversi litotipi vulcanici per opera di fluidi idrotermali. Alcuni di questi fenomeni alterativi (es., alterazione argillica, vedi oltre) sono già stati posti in evidenza con gli studi sulle importanti, e da tempo note, mineralizzazioni di caolino (REPOSSI, 1923; TRONCI, 1927; VARDABASSO & GRIMALDI, 1935; COCCO & MELONI, 1949; ROSSETTI, 1963; URAS, 1974; ASUNIS *et alii*, 1982; 1983; MARINI *et alii*, 1992) ritenute dalla maggior parte degli Autori dovute ad un'attività idrotermale di ambiente esalativo tardo-vulcanico.

Per quel che attiene le mineralizzazioni, grazie alle più recenti conoscenze scientifiche offerte dalla letteratura internazionale, è stato possibile riconsiderare il settore sotto una chiave interpretativa nuova, inquadrando le fenomenologie idrotermali ed i processi alterativi nel contesto di un sistema epitermale caratterizzato dalla presenza di mineralizzazioni a solfuri di metalli base, per altro già note (ROSSETTI & SITZIA, 1958; ROSSETTI, 1963; LAURO, 1965; URAS, 1971; ASUNIS *et alii*, 1983), con associati metalli preziosi (GARBARINO *et alii*, 1991; FIORI *et alii*, 1994; DESSI *et alii*, 1990; RUGGIERI *et alii*, 1997; LATTANZI, 1999).

Dagli studi di carattere geominerario, effettuati a più riprese in tutto il settore, è emerso che la circolazione dei fluidi epitermali è risultata dipendente dall'assetto strutturale locale, mentre ai tipi litologici è stato attribuito il controllo dell'intensità dei fenomeni di alterazione (ASUNIS *et alii*, 1983; RUGGIERI *et alii*, 1997). In effetti, sia i litotipi brecciati sia i depositi piroclastici si presentano più intensamente alterati rispetto agli ammassi lavici; d'altro canto, i depositi marini miocenici sovrastanti e le lave basiche di Bruncu su Sensu, risultano esenti dagli effetti di questi fenomeni.

Lo studio delle inclusioni fluide eseguito da RUGGIERI (1992) ha messo in evidenza la possibilità di modellizzare l'evoluzione dei fluidi del sistema epitermale di Serrenti-Furtei partendo da un fluido idrotermale di alta salinità, con temperature valutabili tra i 393 e 498 °C, assimilabile ad un sistema di tipo *porphyry*, caratterizzato da una progressiva diminuzione di salinità e di temperatura fino a 87 e 139 °C, corrispondente ad un fluido tardivo di bassa temperatura e poco salino che precipita barite epitermale.

Gli studi geochimici sui fluidi responsabili delle alterazioni e delle associate mineralizzazioni a solfuri con oro epitermale, indicano per questi una composi-

zione acida e temperature sui 200-300 °C. Le mineralizzazioni si sarebbero messe in posto intorno ai 250 °C attraverso fluidi a bassa salinità. Le caratteristiche del sistema epitermale mineralizzato di Furtei sono tipiche degli *High Sulfidation Epithermal System* come definiti da ARRIBAS (1995).

Nella modellizzazione generale, come sottolineato da LATTANZI (1999), il sistema epitermale di Furtei potrebbe rappresentare la parte più superficiale di un sistema di tipo *porphyry*, dove le informazioni desunte dalle inclusioni fluide mettono in evidenza una possibile e progressiva interazione di acque meteoriche nel sistema magmatico originario, fino a divenire negli ultimi stadi preponderanti se non esclusive.

Di seguito vengono brevemente descritti i caratteri principali dei tipi di alterazione intervenuti sui prodotti vulcanici del distretto di Serrenti-Furtei ad opera dei fluidi idrotermali.

2.1.1. - *Alterazione propilitica*

Costituisce il tipo di alterazione arealmente più diffuso ma più decentrato, a cui si sovrappongono gli altri tipi. Dal punto di vista mineralogico questo tipo di alterazione è caratterizzato dalla presenza di quarzo, calcite, clorite, pirite e ossidi di ferro subordinati, epidoto e sericite (FIORI *et alii*, 1994; RUGGIERI *et alii*, 1997). FIORI *et alii* (1994) hanno distinto due tipologie di propilitizzazione sulla base di specifiche fasi mineralogiche:

- tipo a) associazione a quarzo-clorite, con calcite e pirite e subordinati epidoto e sericite;
- tipo b) associazione a calcite, con subordinati quarzo e clorite.

La propilitizzazione tipo b sarebbe presente soprattutto nella parte più settentrionale del settore, da Bruncu de Didus fino all'abitato di Furtei.

2.1.2. - *Alterazione argillica intermedia*

Questo tipo di alterazione argillica si identifica per la presenza dei minerali del gruppo della montmorillonite e coinvolge tutte le unità vulcaniche del settore (ASUNIS *et alii*, 1983; FIORI *et alii*, 1994; RUGGIERI *et alii*, 1997). I minerali caratterizzanti sono montmorillonite e subordinate caolinite e dickite, quarzo con piccole quantità di clorite, vermiculite, strati misti clorite-vermiculite, sericite e pirite disseminata. Sono presenti anche venette di carbonati e di gesso. Secondo RUGGIERI *et alii* (1997), alcune specie minerali potrebbero essere state ereditate dalla precedente alterazione propilitica (fig.75).

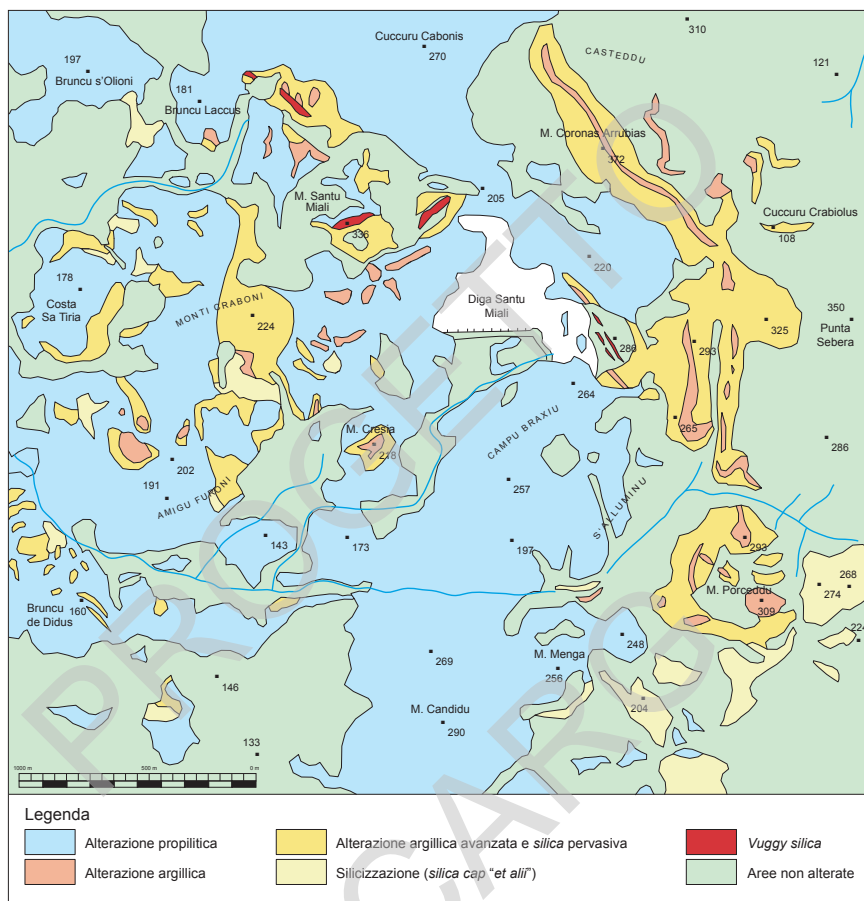


Fig. 75 - *Tipi di alterazione idrotermale nei prodotti vulcanici del distretto di Serrenti-Furtei.*

2.1.3. - *Alterazione argillica avanzata*

Costituisce un tipo più spinto (fig.76) dell'alterazione argillica intermedia e si differenzia da quest'ultima per la prevalenza dei minerali del gruppo della caolinite oltre che dall'assenza di quelli della montmorillonite. I minerali caratteristici sono caolinite, dickite, quarzo, pirite ubiquitaria e silice residuale (ASUNIS *et alii*, 1983; FIORI *et alii*, 1994; RUGGIERI *et alii*, 1997). FIORI *et alii* (1994) hanno individuato anche la presenza di pirofillite e MARINI *et alii* (1992) la nacrite nella



Fig. 76 - M. Senzu (q. 220 m) a E di M. Ibera. Alterazione argillica avanzata (vene mineralizzate a caolino e Fe) in fratture N-S subverticali nella piroclastite di Monte Ibera (MIR) grigio-verdastra notevolmente fratturata. Tracce di attività mineraria.

zona a caolino di Coronas Arrubias. Questo tipo di alterazione risulta pervasivo nell'unità vulcanica di Santu Miali definita da RUGGIERI *et alii* (1997) ed in quelle piroclastico-epiclastiche (ASUNIS *et alii*, 1983), mentre nelle lave andesitiche costituisce limitati aloni di scarso spessore.

Questo stile di alterazione evolve con la silicizzazione massiva, con la quale realizza generalmente contatti bruschi e piuttosto marcati, solo talora sfumati.

2.1.4. - Silicizzazione

Secondo RUGGIERI *et alii* (1997) la distribuzione e la dimensione delle zone silicizzate risulterebbe specificamente controllata da strutture di direzione N140E, N40E e N-S oltre che dai contatti tra cupole andesitiche, breccie diatremiche e depositi piroclastico-epiclastici: qui il controllo apparirebbe legato alla permeabilità individuale di questi litotipi. Sempre secondo i citati Autori, il tipo di controllo strutturale suggerirebbe che la distribuzione della silicizzazione sia legata alla circolazione dei fluidi idrotermali lungo linee preferenziali quali appunto faglie e contatti litologici. Parte di queste considerazioni era già stata in precedenza messa in risalto da ASUNIS *et alii* (1982; 1983).

La silicizzazione consiste in una sostituzione massiva di silice sui litotipi originari (primo tipo) oppure con silice di origine residuale detta *vuggy-silica* (secondo tipo) che ha l'aspetto del quarzo vacuolare o spugnoso. Il primo tipo interessa i depositi piroclastico-epiclastici nonchè la matrice delle breccie di M. Santu Miali; il secondo tipo si sviluppa soprattutto entro i clasti della breccia andesitica.

Sono presenti anche ammassi silicei, definiti in passato come "crostoni" (ASUNIS *et alii*, 1983) e oggi detti *silica-cap*, che sovrastano i corpi piroclastico-epiclastici caolinizzati: questi sono i cosiddetti *silica-sinter*, risultato della precipitazione della silice sopra il livello freatico per attività di *geyser* all'interno del sistema epitermale (es., Coronas Arrubias, M. Porceddu).

La silicizzazione tipo *vuggy* rappresenterebbe un prodotto di origine residuale risultante da una pressochè totale lisciviazione, in ambiente estremamente acido, di gran parte degli ioni metallici delle lave andesitiche: i vuoti rappresentano gli spazi lasciati dai minerali della roccia ormai dissolti e successivamente riempiti da caolinite e dickite. Da questa attività risulta una litofacies costituita da quarzo microcristallino accompagnato da pirite ed ossidi di titanio più le fasi minerali restitiche come ad esempio quarzo magmatico e zirconio.

Infine, un'alterazione di tipo supergenico si sovrappone a quelle a carattere idrotermale sopra descritte.

2.2. - MINERALIZZAZIONI A CAOLINO

Per la Sardegna il settore di Serrenti-Furtei ha costituito in passato un importante polo di estrazione per il caolino; qui esistono ancora potenzialità di diverse migliaia di tonnellate, concentrate nei depositi mineralizzati di M. Porceddu, Coronas Arrubias e Riu de s' Alluminu.

Nel periodo di coltivazione durato per alcuni decenni e conclusosi negli anni '70 questi giacimenti, fino alla loro uscita dal mercato, hanno prodotto refrattari alluminosi per alcune migliaia di tonnellate destinati principalmente all'industria siderurgica. D'altra parte gli alti contenuti di silice e di ferro, per la costante presenza di quarzo e pirite, hanno pesantemente penalizzato la commercializzazione dei grezzi estratti per l'industria ceramica decretando, in definitiva, il totale abbandono dell'attività estrattiva in tutto il settore.

Tra gli studiosi che si sono occupati di questi giacimenti di caolino, il REPOSSI (1923) è stato sicuramente uno dei primi ad approfondire gli aspetti genetici, indicando per il caolino una genesi per attività idrotermale tardo-*post*-vulcanica per trasformazione delle rocce vulcaniche terziarie. Ad una simile conclusione giunsero anche KORACH (1931), DE CARLI (1936), PELLOUX (1935), VARDABASSO & GRIMALDI (1935) e COCCO & MELONI (1949).

In contrasto con queste interpretazioni furono TRONCI (1927), ENDELL & ERBSLOCH (1931) e soprattutto ROSSETTI (1963): quest'ultimo pur considerando la pirite un solfuro di chiara natura idrotermale legato all'attività vulcanica, giunse alla conclusione che il caolino si sarebbe generato in un'ambientazione supergenica ad opera di acque meteoriche in condizioni ossidanti che, alterando i solfuri, avrebbero creato le condizioni favorevoli per un ambiente acido adatto alla formazione del caolino sui feldspati delle vulcaniti.

Dal punto di vista giacimentologico, le descrizioni di URAS (1974) e di LOMBARDI *et alii* (1977) hanno costituito le basi per un approfondimento delle conoscenze scientifiche sulla genesi idrotermale in ambiente esalativo tardo-vulcanico dei depositi di caolino del settore di Serrenti-Furtei, successivamente ribadita con diverse argomentazioni da ASUNIS *et alii* (1982; 1983) e da MARINI *et alii* (1992).

Le mineralizzazioni sono generalmente di tipo massivo e impostate prevalentemente su litotipi vulcanoclastici, in fasce mineralizzate irregolari con potenza complessiva di almeno 30 m, sormontate da un *silica-sinter* di potenza da 1 a 8 m (MARINI *et alii*, 1992). Gli scavi sono a cielo aperto con fronte unico o articolato (esempio, M. Porceddu, Coronas Arrubias) sviluppato per diverse centinaia di metri di lunghezza e qualche breve galleria. La caolinizzazione interessa le vulcanoclastiti attraverso un fitto reticolo di fratture irregolari prevalentemente suborizzontali e lungo faglie.

2.3. - MINERALIZZAZIONI A SOLFURI DI METALLI DI BASE CON ORO ALLO STATO NATIVO

Nel settore di Serrenti-Furtei erano noti da tempo diversi indizi di mineralizzazioni metallifere (ROSSETTI & SITZIA, 1958; LAURO, 1965; URAS, 1974) oggetto di passate ricerche minerarie ad opera della SIM, RIMISA, Progemisa. Solo di recente, con l'impulso di nuove ed approfondite esplorazioni per giacimenti di oro epitermale, si è potuta accertare la reale consistenza delle mineralizzazioni metallifere ed effettuare una più concreta caratterizzazione delle stesse in funzione di uno sfruttamento industriale, come in seguito avvenuto con la miniera d'oro a cielo aperto di Furtei.

Le mineralizzazioni metallifere ad oro epitermale di Furtei sono ubicate nella zona caratterizzata da alterazione argillica avanzata; sono essenzialmente di due tipi e risultano connesse geneticamente a due principali eventi mineralizzanti. Il più antico ha prodotto una mineralizzazione a pirite aurifera di tipo *stratabound*, insediata nei depositi piroclastico-epiclastici di Sa Périma e Coronas Arrubias; il più giovane ha dato luogo a mineralizzazioni ad oro nativo e solfuri di rame, arealmente circoscritte rispetto al primo tipo ma ben più ricche. Queste ultime risultano insediate nei litotipi andesitici brecciati del settore di Santu Mia-

li, ai quali è associata una silicizzazione residuale di tipo *vuggy* che ha sempre ricoperto un ruolo sostanziale nell'esplorazione; infatti, le parti affioranti dei corpi mineralizzati si presentavano sempre con crostoni di silice impregnanti la roccia magmatica brecciata evidenziati dall'erosione selettiva. I punti di intersezione tra le faglie ed i megablocchi andesitici costituiscono il principale controllo delle zone mineralizzate ad alta concentrazione.

Nella zona di Bruncu de Didus - Amigu Furoni sono state individuate anche vene epidermali tardive di quarzo del tipo *low sulphidation*, con tenori di 2,6 g/t di Au (S.G.M. S.p.A., *annual report* 2001).

Complessivamente sono stati individuati diversi corpi mineralizzati ad oro epitermale quasi puro, con solfuri di ferro e rame prevalenti. Anche le parti a minerali ossidati possiedono interessanti concentrazioni aurifere, tanto da divenire economicamente importanti e più facilmente trattabili dal punto di vista mineralurgico.

Nel giacimento di Furtei, alla data di dicembre 2001, la S.G.M. S.p.A. (*annual report* 2001) ha stimato riserve di minerale corrispondenti ad un totale di 9,31 milioni di tonnellate con un tenore di 2,04 g/t di Au, per una produzione complessiva di 610.200 onces di oro e 12.800 t di rame.

2.3.1. - *Miniera di Monte Santu Miali, Is Concas, Su Coru*

In questo settore le mineralizzazioni sono ospitate essenzialmente nelle zone di silicizzazione massiva e residuale di tipo *vuggy* entro le breccie. I corpi mineralizzati si presentano, nel complesso, in ammassi irregolari (i corpi di Is Concas e Su Coru, fig.77) o a tendenza prevalentemente verticale (Santu Miali "Cima", fig.78), per un'estensione di almeno 100 m e spessori variabili da pochi centimetri a quasi 50 m.

I solfuri ricorrono concentrati in vene da centimetriche fino ad alcune decine di metri, altre volte disseminati, oltre che in piccole masse che intersecano la silicizzazione tipo *vuggy*; oppure ancora in impregnazioni della matrice delle breccie silicizzate. Le vene mineralizzate a solfuri sono molto meno frequenti nelle zone di alterazione argillica avanzata, che borda la silicizzazione tipo *vuggy*, con un tenore di Au molto più basso.

Le mineralizzazioni a solfuri presentano in funzione della profondità una caratteristica zonazione delle fasi minerali (GARBARINO *et alii*, 1991; RUGGIERI *et alii*, 1997):

- superficiale: pirite-enargite-luzonite-oro nativo quasi puro;
- profonda: pirite-enargite-luzonite-tennantite-tetraedrite, telluriuri (sylvanite, petzite, stuetzite, altaite, hessite, tellurio nativo (20-50 m), calaverite, krennerite.

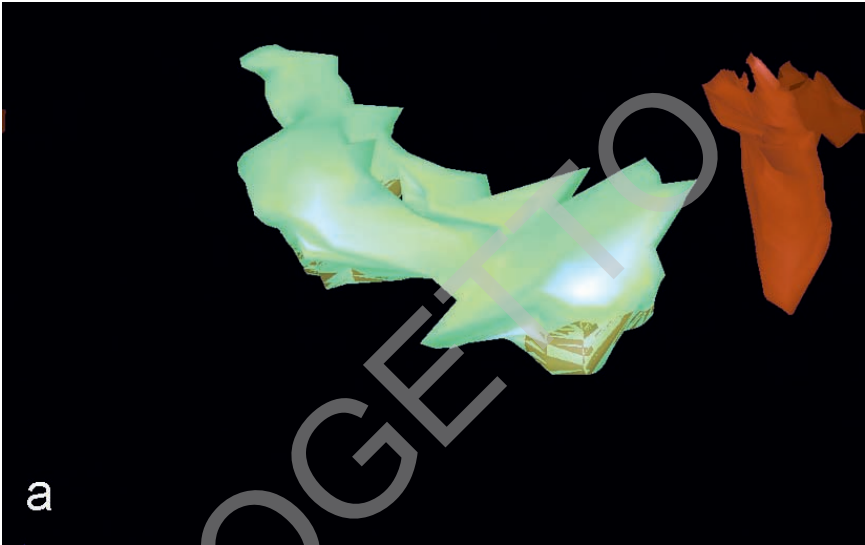


Fig. 77 - Loc. Is Concas. Struttura del corpo mineralizzato ad oro e solfuri misti della miniera di Is Concas e Su Coru. Ricostruzione fornita dalla S.G.M. S.p.A.

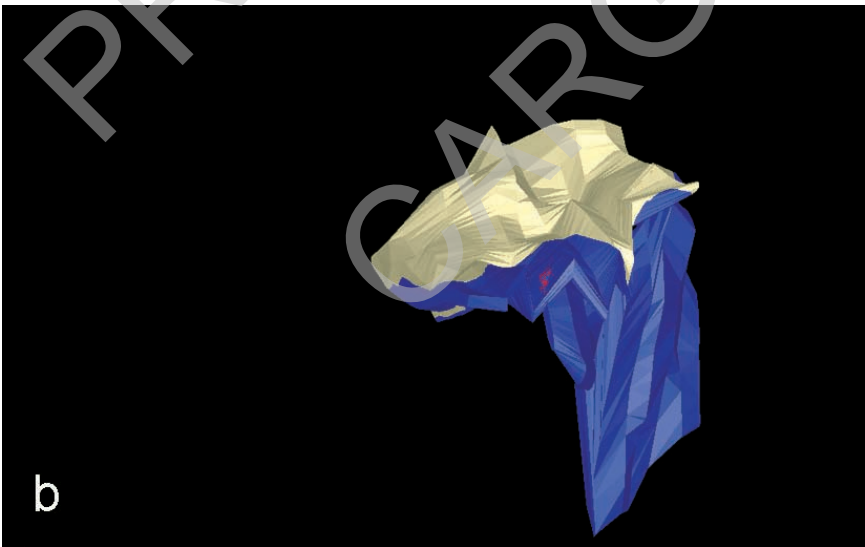


Fig. 78 - Loc. M. Santu Miali. Struttura del corpo mineralizzato ad oro e solfuri misti della miniera di M. Santu Miali. Ricostruzione fornita dalla S.G.M. S.p.A..

I minerali che costituiscono la ganga sono specificamente dickite, caolinite, quarzo, gesso e barite. Altre fasi minerali primarie presenti sono galena, sfalerite-wurtzite, calcopirite, arsenopirite, stannite, mentre digenite e covellite potrebbero essere solfuri supergenici.

I più comuni minerali di ossidazione sono gli arseniati (scorodite), jarosite, ossidi ed idrossidi di ferro.

A Santu Miali i corpi mineralizzati sono definiti “Cima” ed “Est”; sono insediati entro i corpi di *vuggy silica* e caratterizzati da parziale ossidazione. I tenori di Au sono alti, con valori tra 8 e 13 g/t nei minerali ossidati e di 7 g/t nei solfuri.

Il corpo mineralizzato di “Su Coru”, poiché non affiorante, è stato individuato attraverso sondaggi a partire da 40-70 m dal piano di campagna. Esso consiste in uno *stockwork* di vene massive di enargite con oro nativo entro la breccia; sono state stimate 412.000 t di minerale con tenori di Au di 4,41 g/t e 1,33% di Cu (S.G.M. S.p.A., *annual report*, 2001).

La miniera aurifera è stata ceduta nel 2004 dai *partner* australiani della Sardinia Gold Mining (S.G.M.) ai *partner* canadesi della Società SarGold. L'attività estrattiva, attualmente in *stand-by*, si è protratta, con concessione mineraria, nel decennio 1994-2004. Attualmente sono ben evidenti nel settore le tracce della recente attività mineraria (fig.79).



Fig. 79 - Loc. Campu Braxiu. Panoramica sull'impianto di lavorazione della miniera aurifera di M. Santu Miali.

2.3.2. - Miniera di Sa Pérrima e Coronas Arrubias (S'Arruga 'e sa Crescia)

In quest'altro settore sono presenti diversi corpi mineralizzati di aspetto lenticolare ed insediati entro i depositi piroclastico-epiclastici di Bruncu de Didus e Coronas Arrubias, denominati Sa Pérrima, Coronas Arrubias, Sa Crescia e Quarry. Gli ultimi due sono caratterizzati da minerali ossidati ed i corpi mineralizzati, che non affiorano in superficie, sono ad una profondità di 5-15 m entro le formazioni piroclastiche terziarie. Queste mineralizzazioni sono geneticamente connesse al più vecchio evento mineralizzante. La mineralizzazione aurifera è ospitata entro microfrazture, associata a vene di silice massiva. I solfuri sono rappresentati da pirite disseminata ubiquitaria, con vene e noduli di pirite, sfalerite e wurtzite, scarsa galena e rare enargite e luzonite.

Questi depositi di tipo stratoide (*stratabound*) sono caratterizzati da grandi volumi mineralizzati a basso tenore, dell'ordine di 2 g/t di Au. Le esplorazioni da parte della S.G.M. S.p.A., effettuate mediante sondaggi, hanno individuato corpi mineralizzati in un'area di oltre 2 km in senso N-S e di 500 m in senso E-W, posta sotto i rilievi di Sa Pérrima e Coronas Arrubias. La mineralizzazione presenta complessivamente spessori di 12-15 m con un tenore variabile da 1,5 a 2,5 g/t di Au. Le stime realizzate dalla S.G.M. S.p.A. (*annual report*, 2001), considerando un *cut-off* di 0,5 g/t, indicano una quantità di minerale coltivabile corrispondente a 6,12 milioni di tonnellate per un tenore di 1,52 g/t di Au.

Questa mineralizzazione risulta infine intersecata dalla breccia andesitica di Santu Miali che ospita le più ricche mineralizzazioni ad Au epitermale di Furtei.

3. - MINIERE

Parte del territorio del Foglio 547 "Villacidro" è stato oggetto di un'importante ed articolata attività mineraria di cui permangono diversi siti minerari, alcuni dismessi, come quelli impostati su terreni del basamento paleozoico nei settori sud-occidentale e centro-settentrionale, altri parzialmente in attività, come quelli che interessano i terreni vulcanici terziari nel settore nord-orientale del Foglio.

Tra le attività dismesse si ricordano gli importanti lavori minerari a S di Villacidro (Gutturu Derettu, Perda Lada, Val di Narti, M. Zippiri), a N di Gonnosfanadiga (Salaponi) e sul rilievo isolato a W di Sardara (Monreale), di seguito descritti sulla base di dati attinti da diverse fonti (Banca Dati E.M.Sa.; Archivio del Distretto Minerario di Iglesias; PROGEMISA, 1990; STARA *et alii*, 1996). Viene fornito inoltre un elenco delle concessioni minerarie che durante il secolo scorso hanno interessato i caolini del settore compreso tra Serrenti e Furtei.

3.1. - GUTTURU DERETTU

Percorrendo la strada che risale la valle di Gutturu Derettu e porta alla località di Villascema fino alla “Vecchia Dispensa”, si giunge all’area mineraria di Gutturu Derettu, di cui Perda Lada ha costituito la mineralizzazione più importante.

In questo settore alcune società minerarie, in particolare la “Società Anonima Nazionale Cogne”, eseguirono tra il 1936 ed il 1951 importanti lavori di esplorazione che interessarono, con gallerie e sbancamenti, sia un corpo filoniano quarzoso scarsamente mineralizzato a molibdenite, pirite ed arsenopirite, posto al contatto tra il basamento metamorfico paleozoico e la massa granitica, che altri filoncelli quarzosi di direzione E-W e N-S, incassati nel basamento metamorfico lungo il Canale Mandras alla confluenza del Riu s’Ega Sizzoris col Canale Tuvu de Scierras.

Quest’ultima località fu poi inglobata, dal 1965 al 1967, nel permesso denominato “Perda Lada” della Società Monteponi e Montevecchio. Ulteriori esplorazioni in loc. Campanili s’Ega Sizzoris misero in evidenza nuovi filoncelli quarzosi mineralizzati a calcopirite, galena ed ossidi di ferro.

3.1.1. - *Perda Lada*

Per giungere ai lavori minerari di “Perda Lada”, consistenti in brevi gallerie e sbancamenti minerari, a partire dalla Vecchia Dispensa si percorre per circa 3 km una strada a fondo naturale lungo il Canale Mandras, risalendo poi lungo un sentiero fino a quota 800 m.

Le esplorazioni minerarie di “Perda Lada” risalgono almeno al 1882, datate da un allora vigente permesso di ricerca per galena argentifera. Un altro permesso di ricerca per galena argentifera fu accordato nel 1941 alla “Società Anonima Nazionale Cogne”, mentre dal 1965 al 1967 il permesso di ricerca fu esteso ai minerali di Mo, W, Ti, Sn e feldspato ed accordato alla “Società di Monteponi e Montevecchio” alla quale si deve l’esecuzione di strade, pozzetti, trincee e varie campagne geochimiche che hanno rilevato nel settore tenori in Mo superiori anche all’1%. L’ultimo concessionario del permesso è stata la Progemisa S.p.A., che nel 1976 riprese ed intensificò le esplorazioni eseguendo nel 1980 una campagna di sondaggi e nel 1989-90 dettagliate indagini geochimiche finalizzate a caratterizzare la mineralizzazione, senza tuttavia ottenere risultati incoraggianti.

La mineralizzazione di Perda Lada è stata descritta per la prima volta da SALVADORI (1959b), mentre BOI (1976) ne ha approfondito lo studio e GHEZZO *et alii* (1981), GUASPARRI *et alii* (1984b) e PROGEMISA (1990) ne hanno riconsiderato il modello genetico.

Si tratta di una mineralizzazione a basso tenore di molibdenite, ricorrente sotto forma di disseminazioni, con subordinate pirite e calcopirite e rara wolframite, entro facies tipo *greisen* localizzate alla periferia di corpi microsienogranitici, al contatto col basamento metamorfico, in un contesto di trasformazioni tardo *post*-magmatiche inquadrabili in uno schema di alterazione caratteristica di un modello tipo *porphyry-Mo* a basso contenuto in fluoro (THEODORE, 1986; SINCLAIR, 1995).

3.2. - VAL DI NARTI

Per giungere ai lavori minerari di “Val di Narti”, si percorre la strada a fondo naturale che, dall’imbocco della valle del Torrente Narti, a S di Villacidro, devia a sinistra e si snoda verso W parallela al torrente, fin nei pressi dell’ovile di Narti.

Le numerose ricerche minerarie risalgono al secolo XIX, già dalla fine del 1800, in questo territorio erano vigenti permessi di ricerca per minerali di Pb, Zn, Ba e Fe denominati “Serra is Ollastus”, “Niu Crobu” e “Su Filixi”. Tuttavia solo intorno al 1941, col regime di autarchia, furono intensificate le esplorazioni. Nell’immediato secondo dopoguerra, dal 1947 al 1949, venne accordato un permesso di ricerca per minerali di Mo, W, Ni, Co e Sn alla “Società Anonima Nazionale Cogne” che realizzò lungo il Torrente Narti diverse gallerie intestate su filoni di quarzo incassati nel granito con direzione E-W e mineralizzati a molibdenite e wolframite.

Dall’ovile di Narti si raggiungono le aree di P.ta Genna Spina, Cuccuru Arbus, Cuccuru Frissa, Cappeddu Tafferuttas, caratterizzate da mineralizzazioni a solfuri vari, in particolare molibdenite, in vene e filoncelli in ganga di quarzo.

Da Villacidro, percorrendo la strada comunale di Coxinas, si possono raggiungere le aree di Monti Omu (M. Omo nell’attuale topografia), Ceddaius e Genna de Forrus e la Valle di Riu Coxinas, dove peraltro le ricerche minerarie sono risultate di scarsa rilevanza. A Monti Omu, dal 1958 al 1961 fu vigente un permesso di ricerca accordato alla ditta G.B. Toffa di Cagliari, che realizzò alcune trincee intestate su un filone di quarzo potente 3 m, mineralizzato ad ossidi di ferro. A Genna de Forrus (S’Enna de is Forrus) entro le rocce del basamento metamorfico paleozoico furono eseguite ricerche su una mineralizzazione ad ossidi di ferro con tracce di cerussite. Lungo la valle del Riu Coxinas, da Case Coxinas fin nei pressi di Genna de Froccidas, fu esplorata una mineralizzazione ricca di Fe e Pb in ganga di quarzo.

Il vasto permesso di ricerca mineraria denominato “Gutturu de Forru” comprendeva il territorio che dall’abitato di Villacidro costeggiava la S.S. 196 fino al bivio di S’Acqua Cotta. Dal 1961 al 1962 la ditta C. Guiso di Cagliari svolse

esplorazioni per minerali di Ba, Pb, Fe, Cu e Mn interessando, in territorio di Villacidro, le località di Cuccuru de M. Idi, in territorio di Vallermosa quelle di M. Olioni, Bruncu su Giudeu (Sa Conca 'e su Giudeu, nell'attuale topografia), M. Zippiri piccolo (=Zippireddu), Tabù, Baracca e Piscina Sanguni. A Bruncu su Giudeu e a M. Olioni furono esplorati due corpi filoniani con mineralizzazione a barite in ganga di quarzo, mentre nelle altre località furono ripresi vecchi lavori su mineralizzazioni già note. Tra i permessi citati, quello di Piscina Sanguni, raggiungibile tramite una camionabile dal km 20,800 della S.S. 196, è stato un iniziale autonomo permesso di ricerca mineraria per barite, col quale fu esplorato un corpo filoniano di quarzo di direzione NE-SW, mineralizzato a barite, pirite, galena e sfalerite.

3.3. - MONTE ZIPPIRI

I ruderi della miniera abbandonata di M. Zippiri, la più importante del Foglio Villacidro in termini di attività industriale, si possono raggiungere dalla S.S. 196 presso il bivio di S'Acqua Cotta, deviando per la S.S. 293 in direzione di Vallermosa in prossimità del km 18, dove una carrareccia porta direttamente a cantieri minerari dismessi.

Nella miniera di M. Zippiri, nota in passato coi nomi di S'Acqua Cotta, Argentiera, Tabù, Ciminiera, fu coltivato un corpo filoniano incassato entro le arenarie di San Vito dell'Unità dell'Arburese, potente mediamente da 2 a 6 m con massimi di 10 m e mineralizzato a galena argentifera con ganga di quarzo e barite.

I primi scavi minerari si fanno risalire a prima del Mandell, che vi realizzò egli stesso dei lavori. Si sa, inoltre, che tra il 1742 ed il 1743 un certo A. Sayo di Villacidro con un minatore francese coltivò parecchi quintali di galena che per la lavorazione veniva portata alla fonderia di Villacidro.

Le ricerche minerarie ripresero soltanto dopo il 1850, e nel 1865 il giacimento fu dichiarato scoperto. La concessione, accordata nel 1868 ad una società inglese, fu successivamente ceduta alla "Gonnesa *Mining Company*" di proprietà di George Henfrey. In seguito, la stessa concessione passò alla "Società *Italian and Spanish Mining Company*" che operò con la coltivazione fino al 1883, quando venne infine ceduta al Reverendo Sollai.

Su questa miniera non si hanno notizie precise fino al 1907 quando la concessione venne rilevata dalla "Società Montepioni" che riattivò la coltivazione nel 1915, provvedendo alla costruzione di un pozzo e di una laveria meccanica che nel 1916 portò un incremento di 120 unità lavorative.

Dopo la Prima Guerra Mondiale l'attività mineraria fu interrotta; riprese solo nel 1927 e fu nuovamente abbandonata durante la crisi generale del 1929.

Dopo la Seconda Guerra Mondiale, dal 1946 al 1954, fu accordata una nuova concessione per minerali di Pb, Zn, Ag, Ba e Fe a favore dell'ing. G. Russo, concessione che venne poi trasferita agli eredi alla sua morte ed accordata fino al 1956, quando fu revocata per inattività e totale abbandono.

In tempi più recenti, dal 1965 al 1972, presso M. Zippiri fu accordata una concessione per minerali di Ba, Pb e Zn alla "Società Edemsarda" di Cagliari. Dal 1976 al 1994 la ditta Locci di Iglesias ha svolto ricerche su un corpo mineralizzato a barite e galena in loc. Cuccuru Suergiu; la concessione è stata poi ceduta alla Bariosarda.

Nelle aree limitrofe al M. Zippiri sono stati esplorati altri corpi, sempre di tipo filoniano, mineralizzati a galena e sfalerite con barite e fluorite in ganga di quarzo. Fra i più importanti è ricordato il filone Tabù a M. Zippireddu. Con questo nome fu accordato, infatti, nel 1960 un permesso di ricerca per minerali di Pb, Zn e Ba alla ditta G.B. Toffa di Cagliari che, dopo aver verificato con piccoli scavi l'esiguità delle mineralizzazioni, abbandonò i lavori.

Tra i minerali rinvenuti negli scavi e nelle discariche della miniera di M. Zippiri si segnalano: anglesite, barite, bindheimite, calcite, calcopirite, cerussite cinabro, criptomelano, dolomite, ematite terrosa, fluorite, galena, goethite, malachite, mercurio nativo, mimetite, pirite, piromorfite, quarzo, romanechite, sfalerite, siderite, zolfo in rari cristalli.

3.4. - MINIERA DI SALAPONI

La miniera di ferro di Salaponi (SALVADORI, 1959a; STARA *et alii*, 1996), attualmente dismessa, può essere raggiunta da Gonnosfanadiga percorrendo alcune strade sterrate che si raccordano alla provinciale per Pabillonis. Questa località mineraria è meno nota con i nomi di Nuedda e Gibba de Ferru.

Le ricerche minerarie ebbero inizio nel 1935, e dal 25 luglio 1937 la "Società Italiana Ernesto Breda" che, lavorando in sotterraneo ed in superficie, mise in evidenza la consistenza della mineralizzazione, di tipo filoniano, costituita da siderite ed ematite in ganga di quarzo e barite. In quel periodo furono asportate circa 6000 t di minerale ferroso.

Con atto del 25 ottobre 1947 la miniera fu trasferita alla "Montevecchio Società del Piombo e dello Zinco" e con D.M. del 24 giugno 1949 venne concessa per trent'anni alla medesima Società; con successivo D.A. del 17 gennaio 1962 la concessione fu intestata alla "Società Monteponi e Montevecchio S.p.A." che vi rinunciò 14 anni più tardi (D.A. del 5 marzo 1976).

La concessione mineraria aveva un'estensione di 1423,50 ha; il filone, incassato entro il granito e mineralizzato a siderite ed ematite con ganga di quarzo

e barite, aveva uno sviluppo longitudinale di almeno 5 km ed uno spessore massimo di 10 m. La parte oggetto di coltivazione era servita da diversi pozzi (Pozzo Breda, Pozzo 4, Pozzo 5) per l'accesso ai vari livelli su cui erano installate le pompe di eduazione delle acque.

3.5. - MONREALE

Si accede alla zona percorrendo la S.S. 131 fino a Sardara e proseguendo sulla S.P. per S. Gavino Monreale sino al km 2, nei pressi di Mitza Montraxiu, da cui si diparte una strada a fondo naturale sconnesso che porta ai cantieri dismessi.

Il piccolo ed isolato rilievo di basamento paleozoico posto al centro del Campidano, dominato dai ruderi dell'antico castello medioevale di Monreale, è stato uno tra i principali centri per la coltivazione della fluorite in Sardegna.

In questo settore, localizzato 2 km ad E di Sardara, circa 57 km a N di Cagliari, negli anni '50 erano in attività due miniere per la coltivazione della fluorite, più alcuni permessi di ricerca.

Nelle due concessioni, tra loro contigue e denominate rispettivamente "Perda Lai" e "Castello di Monreale", venivano coltivati diversi importanti corpi filoniani mineralizzati a fluorite che in passato furono oggetto di studio da parte di URAS (1956) e BAKOS & URAS (1972).

Tutto il settore è caratterizzato da un imponente corteo filoniano, solitamente di tipo quarzoso ed in parte mineralizzato, diretto NE-SW, N-S e NW-SE, incassato entro gli scisti del basamento paleozoico e con sviluppo longitudinale di circa 1 km. I filoni coltivati, potenti fino a un massimo di 5-6 m, erano così denominati procedendo da W verso E: Filone Maria, Filone Lionello, Filone Fiorella, Filone Maria Laura, Filone Santa Barbara e Filone Velio.

La mineralizzazione, tipicamente idrotermale, era essenzialmente a fluorite massiva, raramente in cristalli, a tessitura in genere listata, con associati in subordine barite, calcedonio, quarzo e rari solfuri quali pirite, marcasite, galena e calcopirite.

Le prime esplorazioni, eseguite sia in superficie sia in sottterraneo, risalgono al 1949 quando vennero concessi al Sig. Alfonso Loi di Sardara due permessi di ricerca, uno per minerali di F, Zn, Pb detto "Perda Lai" (D.D. 6/8/1949) e l'altro per minerali di Pb, Ba, F detto "Monreale" (D.D. 29/1/1949).

La Miniera "Perda Lai", che costituisce la prosecuzione meridionale sia come area sia come filoni mineralizzati di quella denominata "Monreale", venne accordata come concessione per 20 anni alla Società Perda Lai S.r.l., con D.A. del 21/7/1956, e trasferita alla Mineraria Sarda S.p.A. con D.A. del 10/07/1957. Nel 1966 la concessione fu trasferita, con D.A. del 9 settembre, alla Mineraria

Prealpina Montefluoro S.p.A. che, due anni dopo (D.A. del 19/2/1968), trasferì alla Montecatini Edison S.p.A.; quest'ultima vi rinunciò nel 1976 in favore della Progemisa S.p.A. che infine perse ogni diritto nel 1977 (D.A. del 21 febbraio).

I lavori di preparazione, coltivazione e ricerca interessarono quasi esclusivamente i cantieri Fiorella e Maria Laura, entrambi serviti da due pozzi (rispettivamente Fiorella e Maria Laura) posti a quota +145 m ed approfonditi fino a quota +75 m. Il filone Velio fu interessato per molti anni da lavori in superficie poi in sotterraneo con il suo collegamento con il Pozzo Maria Laura per mezzo della galleria in traverso banco di quota +115 m.

La Miniera "Monreale" (fig.80) divenne invece concessione con D.A. del 27/04/1953 per 35 anni in favore della Società Monreale S.p.A. in seguito all'unione dei permessi Monreale e Corongiu Arenada. Nel 1956 la concessione passò al Rag. Giuseppe Peddis di Iglesias e con il D.A. del 29/07/1965 questa fu intestata alla Società Monreale S.p.A., che a sua volta nel 1968 (D.A. del 6 maggio) la cedette alla Mineraria Silius S.p.A. proprietaria fino al 1988.

La miniera era servita dal Pozzo Giulia. Il minerale grezzo veniva trattato con un impianto gravimetrico mediante crivelli a stantuffo e il rifiuto di trattamento veniva poi arricchito per mezzo di un impianto di flottazione, il primo del quale proveniva dalla ex miniera di Riu Planu is Castangias mentre, a partire dalla fine degli anni '50, il minerale veniva portato all'impianto di Assemini.



Fig. 80 - Loc. Perda Lai. Panoramica, vista dal Castello di Monreale, sulla miniera dismessa di fluorite di "Monreale".

Con il passare degli anni la produzione del mercantile diminuì progressivamente (dalle 10.490 t nel 1968 a 0 t nel 1972), come anche il numero degli operai impiegati (da circa un centinaio a poco più di una decina) delineando il declino dell'attività mineraria nella zona fino al completo abbandono alla fine degli anni '80.

In queste due miniere la coltivazione del minerale veniva realizzata con diversi sistemi quali i tagli montanti orizzontali con ripiena, tagli rovesci con ripiena e *sub-level stoping*.

Oltre alle due concessioni, anche altri permessi di ricerca mineraria per fluorite erano attivi nel territorio. Tra questi si possono citare:

- Permesso "Rio Mariancai", concesso nel 1949 per minerali di Pb, Zn, F al Sig. Enrico Manigas, passato poi alla Società Monreale S.p.A. nel 1963. In questo permesso le ricerche eseguite attraverso pozzetti e trincee venivano effettuate su di un filone quarzoso di 1-2 m di spessore ed affiorante per un centinaio di metri, mineralizzato a fluorite e barite a struttura brecciata. Poco a S del precedente, in loc. Roia is Codis, sono presenti piccoli scavi nelle cui discariche si rinvennero fluorite, galena, barite e pirite provenienti da un filone mineralizzato a barite.
- Permesso "Pala Murdegu Siccau", concesso per minerali di F alla Società Monreale S.p.A. dal 1953 al 1963, che costituisce la prosecuzione verso N dei filoni di Monreale.
- Permesso "Terra de Cresia", detto anche "Mitza Montraxiu", concesso nel 1949 per minerali di Pb, F, Ba, Cu al Sig. Eugenio Vacca e al Sig. Alfonso Loi e poi ceduto alla Società Monreale S.p.A. nel 1954. Si esploravano due filoni di quarzo paralleli ed orientati NE-SW, con potenze di circa 1 m e ben mineralizzati a fluorite con ossidati di Cu.
- Permesso "Santa Maria", concesso nel 1951 al Sig. Enrico Manigas per minerali di Pb, Zn, Ba, e F e ceduto alla Società Monreale S.p.A. Si esplorava con trincee aperte in vicinanza della strada per le terme un filone mineralizzato a barite e fluorite.

4. - IDROGEOLOGIA

Il Foglio 547 "Villacidro" risulta molto articolato sotto l'aspetto idrologico e idrogeologico (tav.8) anche in conseguenza della sua varia orografia che mostra una vasta zona centrale occupata dalla pianura del Campidano, una fascia sud-occidentale caratterizzata dalle propaggini più orientali del massiccio paleozoico dell'Arburese, infine una parte orientale con modesti rilievi collinari impostati sulle formazioni sedimentarie e vulcaniche del Terziario.

4.1. - IDROGRAFIA

Gran parte del territorio del Foglio è occupata dalla frazione di bacino del Flumini Mannu compresa tra la confluenza del Riu Lanessi e quella del Torrente Leni. L'area, a seguito di alcune opere d'invaso, canalizzazione e bonifica, ha subito radicali modifiche sotto l'aspetto idraulico e idrologico.

Tra i rilievi del M. Santu Miali (336 m) e Sa Pérrima (286 m) è stata realizzata nel 1962 una diga in pietrame sciolto sul Riu de Forada s'Acqua, un affluente del Riu de s'Alluminu. Lo sbarramento, alto 36 m, è impostato sulle andesiti terziarie ed ha una capacità utile di 1.600.000 mc. L'acqua raccolta proviene dal Lago Mulargia e giunge nel Campidano tramite una condotta lunga 26 km, parte a cielo aperto, parte in galleria; da qui, dopo un salto di 100 m attraverso una condotta forzata, viene trasferita nella centrale idroelettrica di Santu Miali ubicata in una cavità sotterranea artificiale a meno di 1 km di distanza dal serbatoio. Con una nuova condotta sotterranea lunga 2,3 km viene quindi immessa nell'invaso presso Casa Fiume, di minori dimensioni rispetto al precedente, ottenuto sbarrando il Flumini Mannu con una traversa in calcestruzzo lunga 400 m ed alta circa 10 m, dotata di paratoie d'acciaio che vengono azionate a distanza con lo scopo di regolare la portata in base alle effettive necessità.

L'invaso di Casa Fiume alimenta due canali che giungono nella pianura del Campidano con i nomi di Canale Ripartitore Sud-Ovest e C. R. Sud-Est. Il primo è utilizzato per uso irriguo, mentre il secondo, detto Partitore Principale, provvede anche al trasporto delle acque potabili per la città di Cagliari e, tramite il Canale di San Lorenzo, ai paesi limitrofi.

Un'altra condotta che approvvigiona un secondo acquedotto, gestito dall'Ente Sardo Acquedotti e Fognature (E.S.A.F.), si diparte direttamente dall'invaso di Santu Miali e serve importanti centri quali San Gavino, Gonnosfanadiga e Villacidro.

Altra opera che ha mutato radicalmente l'andamento della idrografia è stata la bonifica dello Stagno di Sanluri. Iniziata nel 1919 e portata a compimento nel 1940 per conto dell'Opera Nazionale Combattenti, ha interessato una superficie di 2.350 kmq, permettendo l'insediamento di numerosi poderi dove prima si estendeva l'acquitrino, grazie ad una rete di canali che convoglia le acque nel "Canale Collettore Basso", il quale va considerato attualmente un vero e proprio affluente del Flumini Mannu.

Alla periferia di Serramanna, proveniente dalla destra idrografica, confluisce nel Flumini Mannu il Torrente Leni, uno dei suoi affluenti di maggior rilievo che trae origine dal massiccio del M. Linas. Nel suo tratto montano impostato su litologie a bassa permeabilità e con pendenze accentuate le acque del torrente defluiscono a valle in maniera violenta e con effetti spesso rovinosi. Per questa ragione la diga costruita tra Cuccuru Arbus e P.ta S' Avarizia, a valle della confluenza con

LEGENDA

Permeabilità alta
 Permeabilità per porosità
 inalterata nelle fessure
 nelle rocce carbonatiche.
 Comprende: depositi antropici e
 depositi alluvionali antichi e recenti.



Permeabilità medio-alta
 Permeabilità per fessurazione
 nelle rocce carbonatiche.
 Comprende: depositi antropici e
 travertini del Quaternario (a);
 depositi carbonatici del Terziario (b).



Permeabilità media
 (a) Permeabilità per fratturazione,
 localmente medio-alta per porosità
 nei termini antropici. Comprende
 depositi antropici e depositi litotavolari
 Tardo-Paleozoico.
 (b) Permeabilità per fratturazione.
 Comprende il corallo filiano
 del Complesso Intrafiume
 Tardo-Paleozoico.



Permeabilità medio-bassa
 (a) Permeabilità per porosità in termini
 detritici, localmente medio-alta
 nei termini sabbioso-arenacei, per
 fessurazione nei termini carbonatici.
 Comprende: depositi antropici e
 (b) Permeabilità per fessurazione nei
 termini carbonatici.
 Comprende vulcaniti laviche e
 proclastiche dell'Oligo-Miocene.



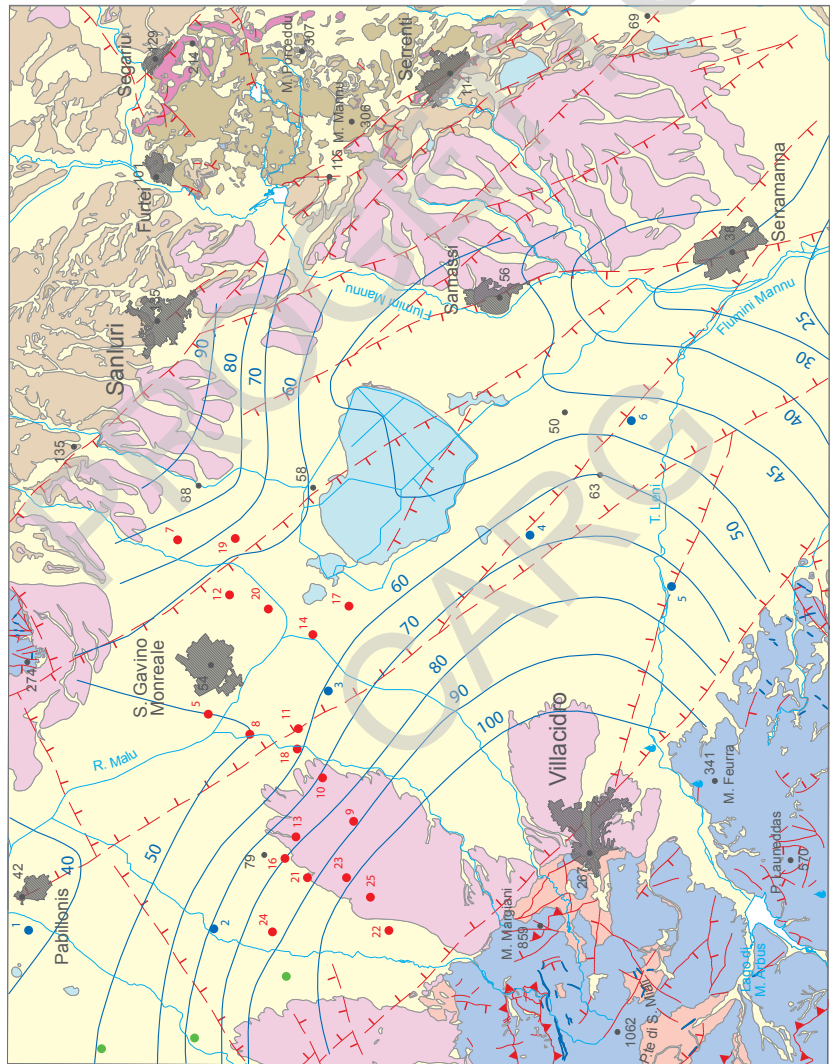
Permeabilità bassa
 Permeabilità per porosità
 e per fratturazione. Comprende
 depositi siltatici (a);
 depositi clastici dell'Eocene-Oligocene
 e metamorfici paleozoici (b).



Pozzi Casmez
 Pozzi Tesi Filindeu
 Altri pozzi



Sorgenti
 Isofreatiche
 di falda sospesa



Tav. 8 - Schema idrogeologico del Foglio 547 "Villacidro".

il Riu Bidda Scema, ha tra le sue funzioni quella di laminare piene. La diga, che circonda il Lago di Montimannu, alimenta l'acquedotto dell'area industriale di Villacidro e fornisce acque per uso irriguo al comprensorio denominato "Destra e Sinistra del Leni". Si tratta di uno sbarramento realizzato in materiale sciolto proveniente da alluvioni recenti, rivestito con un manto di calcestruzzo bituminoso; l'altezza massima è di 53,50 m con uno sviluppo di 660,5 m. Il volume utile d'invaso è di 19 milioni di mc, il volume di laminazione è di 8,9 milioni di mc.

Il settore nord-occidentale del Foglio è occupato da parte del bacino del Flumini Malu e del suo affluente Flumini Bellu. Il Flumini Malu, a sua volta principale affluente del Flumini Mannu di Pabillonis, nasce dalle colline di Bruncu Perdu Porcu, esterne all'area del Foglio Villacidro, localizzate tra gli abitati di Collinas e Villanovaforru, ma dopo pochi chilometri giunge nella pianura del Campidano dove riceve gli apporti del Torrente Seddanus e del Riu S. Maddalena. Per un certo tratto scorre parallelamente al corso del Riu Masoni Nostu, che prosegue nel Canale delle Acque Alte di Sanluri, uno dei collettori realizzati dalla "Bonifica dell'Opera Nazionale Combattenti". Lo spartiacque tra i due torrenti non è individuabile con precisione così come incerti sono i limiti idrografici del bacino del torrente Seddanus canalizzato anch'esso. Il Flumini Bellu proviene dai rilievi dell'Arburese con il nome di Riu Terra Maistus e giunge poi nel Campidano, immettendosi nel Flumini Malu a N di Pabillonis. Il modello di sviluppo del reticolo idrografico è di tipo parallelo, come è particolarmente evidente nel territorio a NE di Gonnosfanadiga dove un cospicuo numero di torrenti, paralleli tra loro, confluiscono in esso e nel suo affluente artificiale, il Canale Spadula.

4.2. - PERMEABILITÀ

Permeabilità alta

Alluvioni ciottolose e sabbiose recenti ed attuali e detriti di versante (b , b_2 , a): le prime si estendono lungo i principali corsi d'acqua, i secondi orlano i rilievi paleozoici e oligo-miocenici vulcanici.

Alluvioni terrazzate subattuali ciottolose e sabbiose (b_n): Conglomerati a ciottoli paleozoici e terziari, con matrice arenaceo-argillosa ed alta percentuale di limo; a volte sono arrossati e ferrettizzati. La permeabilità varia in funzione della maggiore o minore presenza di frazione argillosa.

Permeabilità medio-alta

Calcarei di Villagreca (VLG): la fessurazione della roccia è intensa e vi si individuano tracce di carsificazione superficiale, ma l'esiguo spessore della formazione non favorisce l'immagazzinamento idrico.

Permeabilità media

Granitoidi: in affioramento si presentano interessati da una fitta rete di discontinuità, ma i processi d'alterazione hanno prodotto materiali argillosi che tendono ad occluderle e ad impedire la circolazione idrica (VLD, ABS, fp, fi).

Permeabilità medio-bassa

Vulcaniti: lave andesitiche e andesitico-basaltiche scure, porfiriche (MMN, PDD, DIU, MIR). La permeabilità è bassa a causa della notevole argillificazione e della scarsa fessurazione.

Depositi sedimenti clastici del Miocene (GST, MML).

Permeabilità bassa

Metarenarie e quarziti alternate a metapeliti scure, cambro-ordoviciane e siluriane. Permeabilità per fessurazione da bassa a quasi nulla.

Alluvioni terrazzate antiche, ghiaioso-sabbioso-limose (PVM_{2a}).

Ghiaie e sabbie argillose, sabbie con limi e argille, limi, argille siltose (CIX). Depositi stagnali olocenici (e); depositi tufacei (GST_a) del Miocene. Permeabilità in genere da bassa a nulla. Possono costituire limitati acquiferi secondari di scarsa rilevanza.

4.3. - CARATTERIZZAZIONE DEGLI ACQUIFERI

Nel Campidano l'acquifero è essenzialmente costituito da una successione sabbioso-conglomeratica intercalata da strati limoso-argillosi, con potenze fino ai 60 m, all'interno della quale si individuano spesso differenti livelli piezometrici. A scala regionale la falda può essere considerata del tipo multistrato, essendo stati accertati i collegamenti verticali e orizzontali tra i vari livelli.

Nelle aree più depresse è presente una copertura argilloso-limosa o argilloso-sabbiosa a permeabilità molto bassa, con potenze da 4 a 40 m.

Il complesso basale è rappresentato dai sedimenti argillosi, sabbiosi e in parte conglomeratici della formazione di Samassi (SAM) che nell'area in questione si rinvergono a profondità comprese tra i 40 e i 100 m.

Nel settore orientale, la coltre ghiaiosa alluvionale segna il limite orizzontale dell'acquifero e, dove prevalgono le facies sabbioso-conglomeratiche, è sede di falde lenticolari di ridotta estensione e di pessima qualità a causa della elevata salinità.

Nel territorio compreso tra Villacidro e Gonnosfanadiga è presente una fascia di conoidi: le alluvioni ciottolose sono in parte cementate da un'abbondante frazione argillosa che nella parte sommitale riduce notevolmente la permeabilità.

Tra gli abitati di Furtei e Segariu i calcari miocenici potrebbero costituire un acquifero notevole perché caratterizzati da intensa fratturazione e da carsismo superficiale ma la limitata potenza dell'affioramento e la presenza di alcune cave, dalle quali sono state asportate ingenti quantità di materiale, impediscono un immagazzinamento idrico apprezzabile.

4.4. - PIEZOMETRIA DELLE FALDE

L'elemento di maggiore rilievo attinente alla morfologia della falda è lo spartiacque sotterraneo. Esso corrisponde alla soglia strutturale presente pressappoco all'altezza di S. Gavino Monreale - Pabillonis e separa i deflussi sotterranei del settore meridionale, con direzione da N verso S, da quelli del settore settentrionale di verso opposto (v. tav.8).

Lungo il Flumini Mannu un asse di drenaggio molto marcato indica che il corso d'acqua è alimentato dalla falda; lo stesso andamento si rileva nel Canale Collettore Basso, un affluente artificiale del precedente, che è stato costruito proprio con funzione drenante. In questo settore la soggiacenza del livello piezometrico oscilla tra 0,50 e 5 m mentre il gradiente idraulico è mediamente del 2‰.

Ad E di Serramanna e Samassi, lungo la strada che unisce i due paesi, le isofreatiche tendono a sovrapporsi indicando la presenza di una soglia idraulica causata da una brusca caduta della permeabilità. Al di là della soglia una falda sospesa di entità trascurabile ha come acquifero le ghiaie alluvionali del subsistema di Portoscuso del Pleistocene superiore.

Alla base dei rilievi tra Gonnosfanadiga e Villacidro le isopiezometriche assumono l'andamento tipico delle falde radiali a filetti divergenti, condizionato dalla morfologia delle conoidi, e individuano un asse di alimentazione lungo il corso del Torrente Leni. Il gradiente idraulico è compreso tra lo 0,8 e l'1,2 ‰. La soggiacenza non supera in genere i 2 m mentre l'oscillazione stagionale media è inferiore al metro.

Lungo l'alveo del Flumini Malu è ancora presente un asse di drenaggio molto marcato, il gradiente idraulico è dell'1,6 ‰; la soggiacenza è di 2 m circa nel periodo di massima ricarica della falda, l'oscillazione stagionale è di 1,5 m.

4.5. - PARAMETRI IDRODINAMICI

I parametri idrodinamici sono stati desunti in parte dalle prove di emungimento realizzate nei sondaggi eseguiti per conto della Cassa per il Mezzogiorno (CAS.MEZ., 1983), in parte rielaborando i dati rilevabili dalle stratigrafie deposita-

te presso il Servizio Geologico d'Italia, in parte da lavori inediti di tesi di laurea (FILINDEU, 1998; CALABRETTA, 1998).

Nei Sondaggi n°8 e n°9 CAS.MEZ. (n°1 e n°2 CARG in tav.8), ubicati ad W di Pabillonis e di S. Gavino Monreale, profondi rispettivamente 98 e 152 m, sono stati intercettati tra i 12 e i 100 m 5 livelli produttivi. Nel primo sondaggio la trasmissività è risultata di $1,6 \times 10^{-3}$ mq/sec, nel secondo di $1,2 \times 10^{-3}$ mq/sec. Da questi sondaggi si determina una permeabilità di $2,9 \times 10^{-5}$ m/sec nel n° 8, e di $1,5 \times 10^{-5}$ m/sec nel n°9.

Nel perimetro del comune di S. Gavino Monreale sono numerose le trivellazioni per uso potabile, in gran parte gestite dal Comune stesso. A S dell'abitato il sondaggio CAS.MEZ. n°10 (n°3 CARG in tav.8), profondo 97,80 m, incontra, a partire dalla quota -7 m, una serie di 9 livelli acquiferi sino alla profondità di 92 m. La falda è in pressione, la trasmissività è di $1,5 \times 10^{-3}$ mq/sec, la permeabilità $2,7 \times 10^{-5}$ m/sec.

In questo stesso Comune diversi anni fa erano stati trivellati (Società Mineraria Montevecchio) alcuni pozzi profondi sino a 300 m all'interno della locale fonderia. Le temperature dell'acqua erano comprese tra i 23 ed i 29°C ed il chimismo delle acque risultava prevalentemente bicarbonato-alcalino.

Nei sondaggi CAS.MEZ. n°11 e n°12 (n°4 e n°5 CARG in tav.8) le prove di emungimento, pur interessando i medesimi acquiferi, hanno messo in luce permeabilità inferiori a causa di una maggiore percentuale in matrice argillosa. Il sondaggio n°11, profondo 94,20 m, intercetta tre livelli acquiferi e ha una trasmissività di $6,3 \times 10^{-4}$ mq/sec mentre la permeabilità è di 8×10^{-6} m/sec. Il sondaggio n°12, in prossimità dell'alveo del Torrente Leni, incontra una prima falda tra i 7 e i 10 m ed una più profonda, saliente, tra i 136 e i 157 m. La trasmissività è risultata di 8×10^{-5} mq/sec mentre la permeabilità è 5×10^{-7} m/sec. In generale, lungo tutta la fascia sottesa dalle conoidi tra Villacidro e Gonnosfanadiga, i valori della trasmissività sono inferiori rispetto a quelli determinati nel territorio adiacente; l'ordine di grandezza è di 10^{-5} mq/sec.

Nell'area tra Serramanna e Samassi l'acquifero è costituito dai depositi alluvionali del Flumini Mannu e del Torrente Leni. Entrambi sono articolati in diversi ordini di terrazzi; quelli ubicati alla sinistra idrografica del Flumini Mannu sono costituiti da prevalenti ciottoli di rocce mioceniche mentre quelli presenti nella destra idrografica contengono ciottoli del basamento metamorfico e intrusivo. I parametri idrodinamici non sembrano tuttavia risentire eccessivamente della differenza litologica: la porosità efficace determinata con alcune prove di emungimento è risultata tra il 10% e il 12 % nei due tipi di sedimento.

Il sondaggio CAS.MEZ. n°13 (n°6 CARG in tav.8), situato presso casa Aru, è profondo 112 m e interessa 4 livelli acquiferi; la trasmissività è complessivamente di $1,9 \times 10^{-3}$ mq/sec mentre la permeabilità è $2,3 \times 10^{-5}$ m/sec.

4.6. - EMERGENZE IDRICHE

Le emergenze spontanee non sono numerose anche perché, in special modo nella pianura del Campidano, molte di esse sono state sostituite da pozzi. È il caso di Mitza sa Rais, la sorgente presso la fattoria Pimpisinu, Mitza su Spadoni ed altre ancora. Alcune sorgenti che fuoriescono dagli scisti paleozoici presso Villacidro hanno un indice di variabilità molto elevato: la sorgente S. Sisinnio passa da 2,5 l/sec nel mese di febbraio a 0,24 in giugno; Gutturu Seddori nello stesso arco di tempo da 0,30 l/sec scende a 0,08. In prossimità della cascata Sa Spendula sgorga dai graniti la sorgente Sa Mitza Manna con portate medie prossime ad 1 l/sec. Nel territorio di Segariu i calcari miocenici alimentavano alcune sorgenti di un certo interesse, ma attualmente sono state trasformate in fontane pubbliche, come Mitza s'Anea e Mitza Niada.

4.7. - BILANCIO IDROLOGICO

Considerato che la superficie interessata dal Foglio riguarda quasi interamente il bacino del Flumini Mannu, si è effettuato il bilancio idrogeologico di massima riferendolo a tutto il territorio. Il bilancio è stato calcolato prendendo in considerazione soltanto gli apporti idrici naturali, anche se su gran parte dell'area esaminata vengono erogati, da parte del Consorzio di Bonifica della Sardegna Meridionale, cospicui apporti irrigui che si ripercuotono in maniera determinante sui valori dell'evapotraspirazione e dell'infiltrazione.

Sono stati presi in considerazione i dati pluviometrici rilevati per un periodo di 70 anni nelle stazioni di: Villacidro: 690,8 mm (213 m s.l.m.); Sanluri (O.N.C.): 606,5 mm (68 m s.l.m.); Serrenti (Ente Flumendosa): 525,2 mm (122 m s.l.m.); Gonnosfanadiga: 790,0 mm (190 m s.l.m.); S. Gavino Monreale: 521,5 mm (51 m s.l.m.); Pabillonis: 561,8 mm (42 m s.l.m.); Segariu: 602,5 mm (129 m s.l.m.).

Le termometrie medie rilevate nelle stesse stazioni sono risultate: Villacidro: 17,1°C; Sanluri: 15,8°C; Serrenti: 16,6°C; Gonnosfanadiga 17,3°C; San Gavino Monreale 16,6°C; Pabillonis 16,7°C; Segariu 15,1°C.

Il calcolo della lama d'acqua affluita, vista la distribuzione uniforme delle stazioni sul territorio e le variazioni altimetriche non eccessive, è stato effettuato con il metodo della media aritmetica. Il valore medio è risultato pari a 613,9 mm annui.

La temperatura media annuale è di 16,5°C.

Per la determinazione dell'evapotraspirazione reale si è applicato il metodo di Thornthwaite pervenendo ad un valore di 459,3 mm ed un conseguente deflusso globale di 154,6 mm.

5. - GEOPEDOLOGIA

5.1. - GENERALITÀ

Nel Foglio Villacidro si distinguono tre regioni geografiche principali, ciascuna con differenti paesaggi geomorfologici e caratteri vegetazionali e di uso del suolo peculiari. Il settore sud-occidentale del Foglio presenta i rilievi metamorfici e granitici di Gonnosfanadiga e Villacidro, quello nord-orientale le colline della Marmilla, mentre il resto del Foglio ricade nel Campidano centrale.

5.1.1. - *Area dei rilievi metamorfici e granitici di Gonnosfanadiga e Villacidro*

In quest'area, che presenta morfologie più o meno aspre, i suoli sono spesso sottili e soggetti ad erosione, tranne laddove una densa copertura arbustiva ed arborea protegge i suoli dall'azione battente delle piogge e fornisce la materia vegetale che viene poi decomposta e trasformata in sostanza organica del suolo. In questi ambienti, la vegetazione è pertanto fondamentale per lo sviluppo pedogenetico, in quanto la sostanza organica da essa derivata costituisce l'unico elemento di fertilità per i suoli, migliorandone la struttura, la capacità di ritenzione idrica e quella di scambio cationico.

La vegetazione forestale è costituita da specie di macchia mediterranea, talvolta in condizioni di *climax*, ma anche da taluni rimboschimenti effettuati con specie alloctone.

5.1.2. - *Area delle colline della Marmilla*

Due ambienti geologici principali caratterizzano quest'area: i sedimenti miocenici ed i prodotti vulcanici oligo-miocenici.

Il primo ambiente è caratterizzato da suoli che, nella loro componente argillosa, sono composti in prevalenza da argille a reticolo espandibile che conferiscono, in generale, un buona fertilità agronomica. Lo stato di conservazione di questi suoli è comunque fortemente influenzato dalla loro posizione morfologica. Suoli sottili, soggetti ad erosione, sono presenti nelle superfici morfologicamente più elevate, mentre suoli a maggior spessore si rinvencono sulle superfici meno acclivi poste a quote inferiori rispetto alle precedenti. Nelle superfici pianeggianti o depresse alla base dei versanti, laddove si accumulano i colluvi provenienti dai pendii collinari, i suoli sono molto profondi e presentano una considerevole fertilità agronomica, anche se con qualche difetto di drenaggio.

Il secondo ambiente è quello dei rilievi vulcanici, prevalentemente andesitici. Qui i suoli sono generalmente poco profondi ed associati a tratti di roccia affiorante. Presentano un grado di evoluzione molto limitato, anche a causa della prevalente utilizzazione mineraria di questo distretto vulcanico che, oltre ad aver determinato l'eliminazione della copertura pedologica in ampi tratti dell'area, ha spesso causato forti squilibri nei processi pedogenetici.

5.1.3. - Area del Campidano centrale

È l'area più ampia ed anche quella a maggiore utilizzazione agricola dei suoli. Il suo settore orientale presenta suoli con accumuli di carbonato di calcio, che conferiscono una fertilità complessivamente maggiore rispetto ai suoli del settore occidentale che, su posizioni morfologicamente simili, sono caratterizzati da più elevati quantitativi di scheletro lungo il profilo, da minore permeabilità e da più bassi valori di pH, capacità di scambio cationico e saturazione in basi.

Inoltre, all'interno di ciascun settore, le tipologie pedologiche presentano proprietà variabili anche in relazione all'età dei substrati, in quanto il fattore tempo ha influenzato diversamente la pedogenesi, determinando anche la possibilità, durante il Quaternario, di subire gli effetti di climi più aggressivi rispetto a quello attuale.

5.2. - DESCRIZIONE DEI CARATTERI PEDOLOGICI

Vengono di seguito sinteticamente descritte le principali proprietà fisiche e chimiche dei suoli che caratterizzano i diversi paesaggi geomorfologici presenti nel Foglio Villacidro (ARANGINO *et alii*, 1986; ARU *et alii*, 1990; 1991). La classificazione dei suoli, riportata tra parentesi nel testo, è in accordo con la *Soil Taxonomy* (SOIL SURVEY STAFF, 1999).

5.2.1. - Suoli dei paesaggi delle successioni metamorfiche paleozoiche

I suoli dei paesaggi metamorfici formatisi su metasedimenti silicoclastici evidenziano una elevata variabilità nei caratteri principali determinata sia dalla natura del substrato (SVI, MGM, SGA, DMV, RSM, MUX, FLU) che dalle diverse condizioni morfologiche e vegetazionali che caratterizzano l'area in esame.

La tessitura varia da sabbioso-franca a franca mentre il contenuto in scheletro è quasi sempre molto elevato. La struttura è generalmente di tipo poliedrico

subangolare e la permeabilità varia da elevata a normale, in funzione della tessitura e del contenuto in scheletro. La capacità di ritenzione idrica e l'acqua utile per la vegetazione sono anch'esse influenzate dal contenuto in scheletro e dalla tessitura, con valori da molto bassi a medi.

Per quanto concerne le proprietà chimiche, il contenuto in sostanza organica si presenta da basso a medio, in funzione del grado di copertura vegetale. Il pH è quasi sempre da acido a subacido mentre la capacità di scambio cationico ed il tasso di saturazione in basi presentano valori da molto bassi a bassi.

Nelle aree caratterizzate da morfologie aspre e pendenze elevate, in condizioni di scarsa copertura vegetale, i suoli sono molto sottili, presentano profili del tipo A-R e sono alternati ad affioramenti rocciosi (associazione di *Lithic Xerorthents* e *rock outcrop*). Sui versanti che presentano scarsa copertura arbustiva ed arborea i suoli sono da sottili a moderatamente profondi, con profili del tipo A-Cr e subordinati del tipo A-Bw-Cr e A-R (associazione di *Dystric* e *Lithic Xerorthents* e *Typic Dystraxepts*). In analoghe condizioni morfologiche, ma con densa copertura arbustiva ed arborea che protegge dai fenomeni erosivi, lo stato di conservazione dei suoli è migliore. In tali aree, i suoli si presentano mediamente profondi, con profili del tipo O-A-Bw-Cr e subordinati del tipo O-A-Cr (associazione di *Humic* e *Typic Dystraxepts* e *Dystric Xerorthents*). Talvolta, alla base dei versanti, è possibile descrivere suoli profondi sviluppatasi su depositi di versante, caratterizzati prevalentemente da profili del tipo A-Bw-C e A-Bt-C (associazione di *Typic Dystraxepts* ed *Ultic* e *Typic Palexeralfs*).

I suoli dei paesaggi delle successioni metamorfiche paleozoiche sono caratterizzati da una bassa fertilità; laddove la copertura vegetale è densa la fertilità può raggiungere valori medi, fortemente influenzati dai fragili rapporti di equilibrio esistenti tra suolo e vegetazione. Nei versanti con scarsa copertura vegetale la morfologia prevalente ed i caratteri intrinseci dei suoli determinano un forte pericolo di erosione. Su alcuni versanti gli effetti dei processi erosivi sono evidenziati da suoli troncati o costantemente ringiovaniti. È auspicabile che qualunque intervento antropico in queste aree tenga in grande considerazione questa problematica.

5.2.2. - Suoli dei paesaggi dei granitoidi tardo-paleozoici

I suoli dei paesaggi granitici presentano caratteri peculiari, alcuni determinati dalla natura del substrato (ABS_b , VLD_c , VLD_d , VLD_e , fp), altri dipendono dalle condizioni morfologiche e vegetazionali.

Questi suoli presentano notevoli carenze, sia nei caratteri fisici che in quelli chimici. La tessitura di questi suoli è prevalentemente franco-sabbiosa, talvolta

sabbioso-franca, quindi con netta prevalenza della sabbia sul limo e sull'argilla. Tale condizione determina l'elevata permeabilità di questi suoli e la loro bassa o molto bassa ritenzione idrica ed acqua utile per la vegetazione. La struttura è generalmente di tipo poliedrico subangolare.

Dal punto di vista chimico il pH è quasi sempre da acido a subacido mentre la capacità di scambio cationico ed il tasso di saturazione in basi hanno generalmente valori da molto bassi a bassi. Il contenuto in sostanza organica si presenta da basso a medio, in funzione del grado di copertura vegetale.

La morfologia del territorio influenza lo spessore dei suoli. Sulle morfologie aspre e scoscese con scarsa copertura vegetale, soggette a continua erosione, si rinvencono suoli molto sottili con profilo del tipo A-R, alternati a tratti nei quali prevale la roccia affiorante (associazione di *Lithic Xerorthents* e *rock outcrop*). I versanti meno acclivi e le aree a morfologia ondulata hanno suoli più profondi, generalmente con profilo del tipo (O)-A-Cr e (O)-A-Bw-Cr (associazione di *Dystric Xerorthents* e *Humic* e *Typic Dystraxepts*). Il profilo del tipo (O)-A-Cr prevale quando la copertura vegetale è scarsa o degradata, mentre il profilo del tipo (O)-A-Bw-Cr è più frequente nelle zone boscate, dove la copertura vegetale svolge un'importante azione protettiva limitando l'entità dei fenomeni erosivi e favorendo lo sviluppo di suoli più profondi. Talvolta, alla base dei rilievi, sono presenti suoli profondi formati su depositi di versante, caratterizzati da profili del tipo A-Bw-C e A-Bt-C (associazione di *Typic Dystraxepts* ed *Ultic* e *Typic Palexeralfs*).

I suoli dei paesaggi granitici sono soggetti ad un elevato rischio di degrado per processi erosivi. Infatti, in queste tipologie pedologiche, caratterizzate da tessitura grossolana e aggregazione debole o moderata, l'elemento aggregante primario è la sostanza organica. Nei casi in cui interventi di vario tipo (tagli, incendi, arature, etc.) alterano i fragili rapporti di equilibrio esistenti tra suolo e vegetazione, si innescano processi erosivi tali, in funzione delle condizioni morfologiche, da determinare, nel peggiore dei casi, l'asporto totale del suolo mettendo a nudo vasti affioramenti rocciosi.

In altri casi, i suoli vengono parzialmente troncati e l'orizzonte B, o addirittura il C, può affiorare in superficie. Con queste premesse, qualunque intervento antropico su suoli così fragili dovrà essere realizzato considerando opportunamente il problema relativo alla conservazione della risorsa.

5.2.3. - Suoli dei paesaggi delle vulcaniti dell'Oligo-Miocene

I suoli di questi paesaggi caratterizzano il distretto vulcanico di Serrenti-Furtei; essi presentano un grado di evoluzione solitamente molto limitato, deri-

vante dalla prevalente utilizzazione mineraria del settore, la cui attività estrattiva, responsabile dell'eliminazione della copertura pedologica su ampie aree, ha spesso causato forti squilibri nei processi pedogenetici.

Nei versanti impostati su litotipi andesitici si rinvencono suoli poco profondi, associati a tratti di roccia affiorante, con profilo prevalente del tipo A-R e A-Cr; in condizioni morfologiche più dolci possono essere presenti anche suoli a profilo del tipo A-Bw-Cr (associazione di *Lithic* e *Typic Xerorthents*, *rock outcrop* e *Typic Haploxerepts*). La tessitura varia dalla franco-argillosa alla argillosa, il contenuto in scheletro è da medio ad elevato, la permeabilità da media a bassa, il pH neutro, la capacità di scambio cationico da media ad elevata ed il tasso di saturazione in basi elevato.

Gli affioramenti su litotipi piroclastici riolitici-riodacitici presentano suoli con profilo prevalente del tipo A-C e, in corrispondenza delle morfologie più dolci, da subordinati suoli del tipo A-Bw-C (associazione di *Typic Xerorthents* e *Typic Haploxerepts*).

Le notevoli limitazioni presentate dai suoli di questi paesaggi ne riducono fortemente le possibilità di utilizzo. Il ripristino naturale dell'area, anche con interventi di ricostituzione, sarebbe la scelta gestionale più auspicabile.

5.2.4. - Suoli dei paesaggi dei sedimenti del Miocene

Sui rilievi carbonatici miocenici cartografati tra P.ta Sebera e M. Acutzu, denominati calcari di Villagrecia (VLG), prevale la roccia affiorante, mentre i suoli hanno spessore ridotto e sono limitati alle anfrattuosità presenti nel calcare (associazione di *rock outcrop* e *Lithic Xerorthents*). Il loro grado di evoluzione, salvo piccole plaghe, è scarso ed il profilo è del tipo A-R. La tessitura è franca, il contenuto in scheletro elevato, la permeabilità buona, il pH da neutro a subalcalino, con media capacità di scambio cationico e alta saturazione in basi. L'elevata rocciosità e pietrosità superficiale, la scarsa profondità e l'elevato contenuto in scheletro limitano fortemente la possibilità di utilizzo dei suoli di questo paesaggio.

I suoli dei paesaggi della formazione della Marmilla (RML) mostrano caratteri variabili in funzione della natura del substrato e della posizione morfologica nel territorio.

Sulle superfici ondulate poste alle quote più elevate e sulle sommità collinari si riscontrano suoli generalmente poco profondi, prevalentemente con profilo del tipo A-C e subordinatamente del tipo A-Bw-C talora alternati ad affioramenti del substrato (associazione di *Typic Xerorthents*, *Typic Haploxerepts* e *rock outcrop*). La tessitura varia da franco-sabbiosa a franco-argillosa e la permeabilità è buona. Il pH è subalcalino, la capacità di scambio cationico è media e la saturazione in

basi elevata. L'elevato rischio di erosione cui sono soggetti questi suoli, insieme alle limitazioni dovute allo spessore modesto ed agli affioramenti del substrato, ostacolano la loro utilizzazione agronomica impedendone la messa a coltura. La destinazione ottimale è il rimboscimento con specie resistenti all'aridità e, localmente, il pascolo migliorato con specie idonee ai suoli a reazione subalcalina.

Sulle superfici ondulate poste a quote inferiori e su quelle subpianeggianti i suoli sono da mediamente profondi a profondi, con profili del tipo A-Bw-C, A-Bk-C e A-C (associazione di *Typic* e *Vertic Haploxerepts*, *Typic Calcixerepts* e *Typic Xerorthents*). In questi suoli la tessitura varia da franco-sabbiosa a franco-sabbioso-argillosa, la struttura è poliedrica subangolare o angolare e la permeabilità da buona a media. Lungo il profilo possono essere presenti accumuli di carbonato di calcio sia in noduli che in pseudomiceli. Le principali proprietà chimiche sono date da un pH subalcalino, da una capacità di scambio cationico con valori da medi ad elevati e da una elevata saturazione in basi. In queste aree il rischio di erosione è moderato ed i suoli presentano caratteri di fertilità che ne consentono l'utilizzo per colture erbacee ed arboree, anche irrigue. Dove l'erosione agisce intensamente, talora fino ad asportare l'orizzonte superficiale, ed in presenza di un rilevante accumulo di carbonati, l'attitudine all'uso agricolo intensivo può essere limitata.

Sulle superfici pianeggianti o localmente depresse poste alla base dei versanti collinari si rinvengono suoli profondi con profilo del tipo A-Bss-C (*Typic Haploxererts*), caratterizzati da tessitura argillosa, struttura da poliedrica angolare a prismatica e bassa permeabilità. Lungo il profilo questi suoli presentano tipiche "facce di scivolamento", create dalla pressione dovuta all'aumento di volume delle argille a reticolo espandibile durante il periodo umido. Dal punto di vista chimico questi suoli sono caratterizzati da un pH subalcalino, e da elevate capacità di scambio cationico e saturazione in basi. Data l'elevata attitudine all'uso agricolo intensivo, questi suoli offrono ottimi rendimenti per le colture erbacee ed ortive, nonché irrigue. La loro principale limitazione d'uso, nelle aree depresse, è la possibilità di ristagno idrico, dovuta alla posizione morfologica ed al drenaggio lento. In questi casi è necessario intervenire al fine di migliorare il drenaggio.

I suoli del paesaggio delle marne di Gesturi (GST), si localizzano in limitati affioramenti a S dell'abitato di Serrenti, sono sottili, poco evoluti e presentano un profilo del tipo A-C (*Typic Xerorthents*).

5.2.5. - Suoli dei paesaggi dei sedimenti del Quaternario

Data la rilevanza di questi suoli all'interno del Foglio Villacidro, sarebbe stato auspicabile un loro studio particolareggiato, utilizzando le tecniche proprie della paleopedologia (branca della pedologia che studia i paleosuoli, cioè i suoli

formati in ambienti del passato, che preservano caratteri non in equilibrio con le attuali condizioni ambientali). Attualmente, la collaborazione tra paleopedologi e geologi del Quaternario è spesso una prassi consolidata negli studi degli ambienti quaternari continentali, proprio per la capacità dei suoli di conservare le testimonianze di fattori pedogenetici del passato (es. paleoclimi).

Questa capacità consente di stabilire, utilizzando tecniche appropriate, degli indici (macro-morfologici, micro-morfologici, fisici, chimici e mineralogici) di sviluppo pedogenetico che vengono utilizzati per un confronto relativo tra i diversi depositi e per una loro correlazione. In questo senso i lavori bibliografici consultati per la redazione di questo capitolo contengono interpretazioni che, sulla base di alcuni indici di cui sopra, discordano da quelle dei geologi che hanno rilevato il Quaternario di questo Foglio, particolarmente per quanto concerne l'attribuzione dell'età olocenica. Infatti, i suoli formati su buona parte dei depositi da essi ritenuti olocenici mostrano uno sviluppo pedogenetico talmente spinto da farli invece ritenere più antichi. In questa sede, l'età dei depositi indicata nei titoli dei paragrafi è comunque quella stabilita dai geologi specialisti del Quaternario.

5.2.6. - Suoli dei paesaggi dei depositi del Pleistocene superiore

I paesaggi dei depositi del Pleistocene superiore presentano suoli eterogenei in rapporto alla natura del substrato. In questo senso i suoli situati lungo il bordo occidentale del *graben* del Campidano, formati su depositi costituiti da clasti di litologie metamorfiche e granitiche, differiscono fortemente da quelli situati lungo il bordo orientale del *graben*, laddove i depositi sono derivati anche dalle litologie mioceniche.

Questa diversità nel substrato ha determinato lo sviluppo di due *trend* pedogenetici distinti. Infatti, lungo il bordo occidentale del *graben* si sono formati suoli lisciviati, con orizzonti di accumulo di argilla, mentre lungo il bordo orientale sono presenti suoli ancora con l'orizzonte argillico, associato però ad accumuli di carbonato di calcio. Pertanto, i suoli presenti nei due settori del *graben* verranno trattati separatamente.

Lungo il bordo occidentale del Campidano (conoidi di Villacidro e Gonno-sfanadiga) i suoli sono molto profondi e presentano profilo prevalente del tipo A-Btg-C, con tessitura franca in superficie e da franco-sabbioso-argillosa ad argillosa in profondità, elevato contenuto in scheletro, (permeabilità bassa), screziature con *chroma* ≤ 2 , pH da neutro a subacido in superficie e da subacido ad acido in profondità, capacità di scambio cationico bassa e grado di saturazione in basi da basso a medio (associazione di *Aquic Palexerults*, *Aquic Haploxerults* ed *Aquic Palexeralfs*). Gli orizzonti profondi possono essere cementati dal ferro.

Nel bordo meridionale della conoide di Villacidro è stato riscontrato un orizzonte continuo, dello spessore di qualche centimetro, cementato dal ferro tanto da avere carattere litoide e da poter essere considerato come “contatto petroferrico” (VACCA, 1983). Lo studio mineralogico della frazione argillosa di questi suoli ha messo in evidenza la preponderante presenza di caolinite ed illite (VACCA, 1990). I caratteri morfologici ed i dati analitici di tipo fisico, chimico e mineralogico di questi suoli mettono in evidenza un intenso processo di eluviazione della frazione argillosa ed il suo successivo accumulo negli orizzonti inferiori con la formazione di un orizzonte argillico desaturato. L'intensità di questo processo presuppone un lungo periodo pedogenetico, durante il quale i suoli hanno subito l'influenza di un clima diverso dall'attuale, caratterizzato da temperature e precipitazioni più elevate (VACCA, 1983; 1990). La destinazione d'uso di questi suoli è fortemente limitata da caratteri fisici e chimici difficilmente modificabili.

Lungo il bordo orientale del Campidano (conoide di Samassi-Serramanna, castello di Monreale, Sanluri) i suoli sono da profondi a molto profondi e presentano profili del tipo A-Btk-Ckm e A-Bt-Ck, con tessitura da franco-sabbiosa a franco-sabbioso-argillosa in superficie e da argilloso-sabbiosa ad argillosa in profondità, a tratti elevato contenuto in scheletro, permeabilità da normale a bassa, arricchimento di carbonato di calcio, pH da neutro a subalcalino, capacità di scambio cationico da media ad elevata e grado di saturazione in basi elevato (associazione di *Petrocalcic* e *Calcic Palixeralfs*).

I caratteri morfologici ed i dati analitici fisici e chimici evidenziano un intenso processo di eluviazione della frazione argillosa ed il suo successivo accumulo negli orizzonti inferiori con la formazione di un orizzonte argillico. In tempi successivi si è poi prodotto l'arricchimento in carbonato di calcio, che ha dato luogo alla formazione dell'orizzonte calcico e, a tratti, di quello petrocalcico. Anche per questi suoli l'intensità dei processi presuppone un lungo periodo pedogenetico con influenza di climi più aggressivi rispetto all'attuale. Le limitazioni d'uso di questi suoli sono legate principalmente alla profondità dell'orizzonte petrocalcico.

5.2.7. - Suoli dei paesaggi dei depositi dell'Olocene

I suoli dei paesaggi dell'Olocene affioranti nel settore occidentale del Campidano derivano da depositi clastici ad elementi provenienti da litologie metamorfiche e granitiche, e differiscono da quelli del settore orientale derivanti da depositi con clasti provenienti da litologie prevalentemente mioceniche.

Nel settore occidentale del Campidano i suoli sono da profondi a molto profondi e, in funzione della durata della pedogenesi, presentano profili del tipo A-

Bt-C, A-Btg-C ed A-Bw-C (associazione di *Typic*, *Ultic* ed *Aquic Palexeralfs*, *Typic*, *Ultic* ed *Aquic Haploxeralfs* e *Fluventic Haploxerepts*). La tessitura di questi suoli varia dalla franco-sabbiosa alla franco-sabbioso-argillosa, il loro contenuto in scheletro può anche essere elevato la permeabilità è da bassa a normale, il pH da neutro a subacido, la capacità di scambio cationico da bassa a media ed il grado di saturazione in basi da basso a medio. Il processo pedogenetico principale è la formazione dell'orizzonte argillico. La loro destinazione d'uso è per colture erbacee e, nelle aree più drenate, per colture arboree, anche irrigue.

Nel settore orientale del Campidano i suoli sono da profondi a molto profondi e presentano, in funzione della durata della pedogenesi, profili del tipo A-Btk-Ck, A-Bt-Ck ed A-Bw-C (associazione di *Calcic Palexeralfs*, *Calcic Haploxeralfs* e *Fluventic Haploxerepts*). La tessitura di questi suoli varia dalla franco-sabbiosa alla franco-sabbioso-argillosa, il loro contenuto in scheletro può essere elevato, la permeabilità è da bassa a normale; sono spesso presenti accumuli di carbonato di calcio, il pH è da neutro a subalcalino, la capacità di scambio cationico da media ad elevata ed il grado di saturazione in basi elevato. Il processo pedogenetico principale è la formazione dell'orizzonte argillico ed il successivo arricchimento in carbonato di calcio. La loro destinazione d'uso è per colture erbacee ed arboree, anche irrigue.

Lungo i principali corsi d'acqua dell'area in esame possono essere presenti, sui terrazzi più recenti, suoli profondi con profilo del tipo A-C (*Typic Xerofluvents*), caratterizzati da un modesto sviluppo pedogenetico. Le proprietà fisiche e chimiche di questi suoli, così come la loro destinazione d'uso, sono estremamente variabili in funzione dei caratteri del substrato pedogenetico.

Nell'area sono inoltre presenti delle superfici occupate in passato da stagni e successivamente bonificate. La più ampia tra queste è quella bonificata dall'Opera Nazionale Combattenti (ONC), situata tra S. Gavino Monreale e Samassi. I suoli di queste aree sono profondi, con profilo del tipo A-C e subordinatamente A-Bw-C, tessitura argillosa, bassa permeabilità, pH subalcalino, capacità di scambio cationico da media ad elevata ed elevato grado di saturazione in basi (associazione di *Typic* e *Vertic Fluvaquents* e di *Fluvaquentic Endoaquents*). La loro destinazione d'uso è per colture erbacee, anche irrigue, previo drenaggio.

6. - CAMPAGNE DI RICERCA PER IDROCARBURI

Il territorio del Foglio 547 "Villacidro", posto al centro della pianura del Campidano, è stato interessato da numerose campagne di ricerca per idrocarburi a partire dalla fine degli anni '50 del XX secolo (tav.9). Sebbene gli areali potenzialmente interessanti dal punto di vista minerario si collochino oltre i confini del

Foglio, l'interpretazione dei rilievi sismici e delle perforazioni profonde eseguiti durante queste ricerche ha fornito un importante contributo alla conoscenza dell'assetto geologico, stratigrafico e strutturale dell'intero settore.

Le ricerche per idrocarburi ebbero inizio nel 1956 ad opera della SAIS (Società per Azioni Idrocarburi in Sardegna; 70% Wintershall e 30% Regione Autonoma Sardegna); nei tre permessi di ricerca assegnati (permessi "Oristano", "Campidano" e "Anglona") vennero acquisiti complessivamente 593 km di linee sismiche analogiche.

Nel Campidano di Oristano le 32 linee sismiche (pari a 344 km), disposte secondo un *grid* irregolare, hanno guidato l'ubicazione dei pozzi "Oristano 1 e 2". Con i 137 km (12 linee sismiche) del Campidano di Cagliari, a formare un *grid* piuttosto ampio, venne ubicato il pozzo "Campidano 1", presso Villasor, immediatamente a S del Foglio Villacidro. L'esito negativo dei tre sondaggi esplorativi indusse SAIS a chiudere le attività nel 1964.

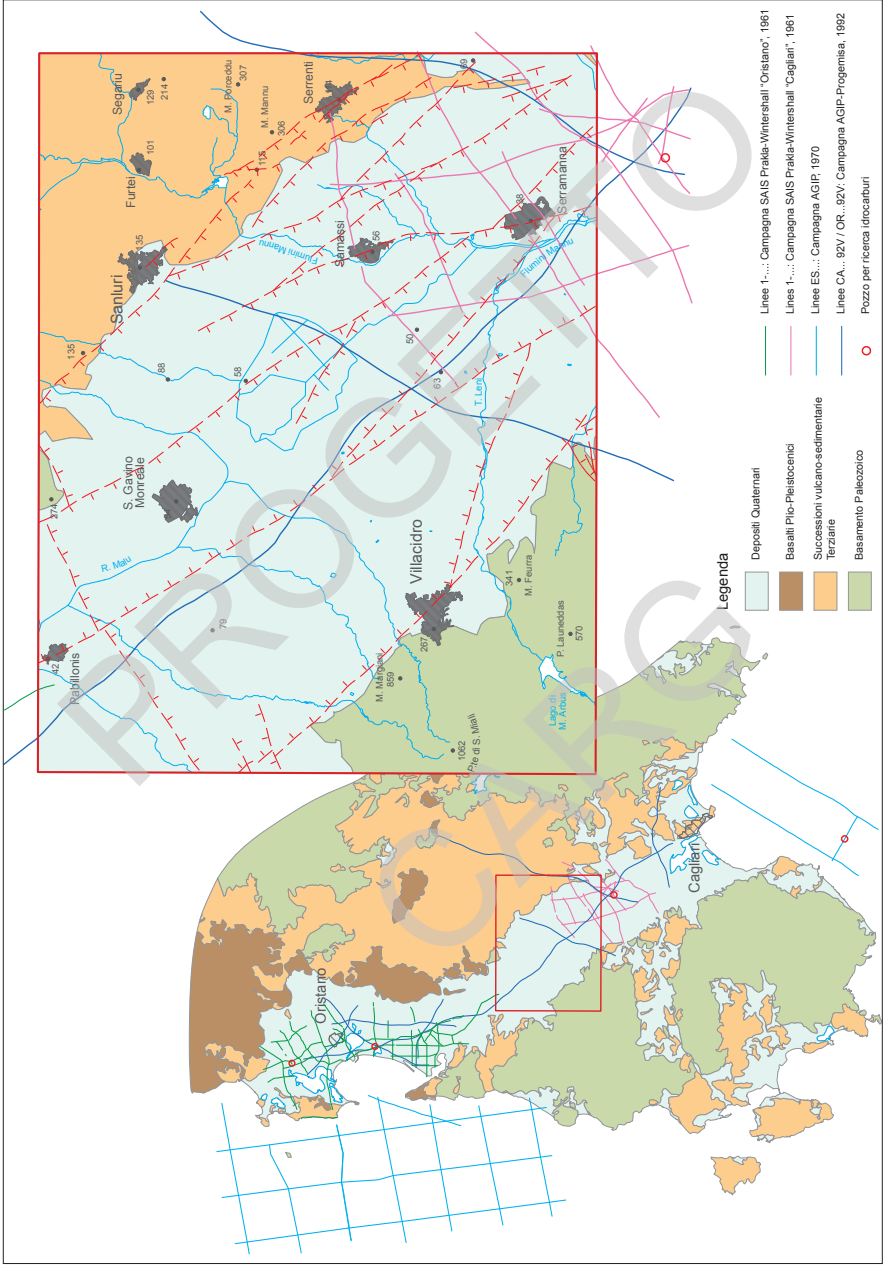
All'inizio degli anni '70 AGIP avviò l'esplorazione della prosecuzione *offshore* dell'area campidanese, acquisendo linee sismiche digitali (tav.9). Il sondaggio esplorativo eseguito ("Marcella 1") diede esito minerario negativo.

Nel 1986 AGIP riprese l'attività esplorativa acquisendo nell'*offshore* occidentale 837 km di linee sismiche, la cui interpretazione portò alla richiesta di tre permessi di ricerca.

Nel 1988 Total Mineraria, in collaborazione con IFP (*Institut Français du Pétrole*), rielaborò i dati delle campagne SAIS, informatizzando e riprocessando le linee relative al Campidano meridionale.

Nel biennio 1990/91, Progemisa S.p.A. (in seguito Agenzia Governativa della Regione Sardegna), in collaborazione con ENSPM (*École Nationale Supérieure du Pétrole et des Moteurs*) e IFP (*Institut Français du Pétrole*), ha riprocessato le linee sismiche SAIS relative ad Anglona e Campidano settentrionale, definendo per il secondo l'assetto geologico mediante l'analisi geofisica, effettuando una modellizzazione geochimica sulle possibili rocce madri eoceniche ed oligo-mioceniche, infine elaborando un primo modello geo-giacimentologico che ha condotto ad una individuazione preliminare di aree ed obiettivi stratigrafici di possibile rilievo minerario (CASULA *et alii*, 1991). Sulla base di questi studi preliminari, l'esplorazione petrolifera nella pianura del Campidano riprese nel 1991, nell'ambito di una J.V. AGIP-Progemisa, con la realizzazione di studi geologici di dettaglio (CASULA *et alii*, 1991; 1992; 1993), seguiti dall'acquisizione mediante tecnologie avanzate (tecnica *vibroseis*) di 8 nuove linee sismiche per complessivi 285 km.

Mentre i vecchi rilievi SAIS, nonostante il nuovo *reprocessing*, risultavano nel complesso scadenti, i nuovi rilievi, pur con dati sismici non ottimali, hanno fornito una maggiore continuità dei riflettori nei primi 3 secondi, consentendo una buona caratterizzazione della facies sismica (MURGIA *et alii*, 1993).



Tav. 9 - Campagne di ricerca per idrocarburi nel Campidano. I riquadri si riferiscono al Foglio 547 "Villacitro".

Per il Campidano di Oristano l'interpretazione delle linee di nuova e vecchia acquisizione (parte dell'ex permesso "Oristano") ha portato alla mappatura di sei riflettori significativi. Per il Campidano di Cagliari l'interpretazione (rilievo integrale dell'ex permesso "Campidano") ha consentito di mappare tre orizzonti significativi. In entrambi i casi l'orizzonte sismico più profondo individuato è stato attribuito alla base della successione sedimentaria oligo-miocenica.

Il Campidano di Cagliari (MURGIA *et alii*, 1993) è risultato un'area di scarso interesse soprattutto a causa dell'intensa fratturazione (legata a complessi sistemi di faglie e fratture), dei ridotti spessori della serie oligo-miocenica, delle coperture limitate e della immaturità della potenziale roccia madre miocenica.

Il Campidano di Oristano, invece, in ragione della ridotta fratturazione, della presenza di una potenziale roccia madre (riferibile alle marne di Ales, di età miocenica) e dello spessore significativo della successione sedimentaria, è stato ritenuto un'area interessante per la ricerca. Questa pertanto fu proseguita con uno studio sismostratigrafico degli orizzonti mappati sul Miocene medio - Pliocene, evidenziando sistemi deltizi di varia estensione, caratterizzati da apporti clastici considerevoli. In particolare, ai margini del bacino sono stati individuati episodi più grossolani, da fluviali a marino-marginali, con buone caratteristiche di *reservoir*.

Il *modelling* geochimico ha indicato per Oristano uno stadio di maturità nella finestra olio e gas della roccia madre miocenica; l'area di drenaggio è risultata però esigua, a causa dei limiti areali del bacino (MURGIA *et alii*, 1993). Nonostante i risultati incoraggianti di questa campagna, le ricerche si sono interrotte sino al 2007 quando, per opera della SARAS S.p.A., in regime di Autorizzazione di Indagine, sono state acquisite 17 linee sismiche per un totale di 230 km, nel Campidano e nell'*offshore* occidentale. I nuovi rilievi hanno consentito di approfondire e migliorare le conoscenze geologiche sull'area, definendone anche i principali caratteri geominerari. Le potenziali rocce madri, riferibili al Miocene (formazione delle marne di Ales), mostrano spessori della serie di sicuro interesse per la ricerca; il *modelling* geochimico ha inoltre confermato uno stadio di maturità nella finestra olio e gas.

Il rigetto verticale complessivo del basamento lungo i margini può essere stimato in affioramento intorno ai 1.200 m, mentre i profili sismici evidenziano che nel sottosuolo può raggiungere i 1.500 m. Il sistema di faglie che lo genera è complesso; la fossa colmata dal riempimento sedimentario e vulcanico ha *trend* principale N-S, con direzioni secondarie NNE-SSW e NNW-SSE.

Le analisi strutturali hanno confermato la presenza nel bacino di strutture compressive a pieghe (anticlinali/sinclinali), faglie tipo *strike-slip/wrench faults*, e anticlinali allungate tipo *flower structures*, atte a costituire trappole. I principali *reservoir* sono costituiti dai sedimenti carbonatici mesozoici e dai sedimenti clastici miocenici. Le campagne esplorative condotte da SARAS S.p.A. sono in corso al momento della stesura di queste note.

7. - FENOMENI DI PERICOLOSITÀ E RISCHIO GEOAMBIENTALE

L'area del Foglio Villacidro, pur non essendo un'area particolarmente esposta a dissesto idrogeologico da frana o inondazione di rilevante entità, come denota l'analisi storica degli eventi documentata nei documenti ufficiali e nei dati di letteratura, presenta diversi e vari fenomeni di pericolosità e rischio ambientale, di origine naturale o antropica.

7.1. - RICHIAMI CONCETTUALI E TERMINOLOGICI

Prima di addentrarci nella descrizione del metodo adottato per la descrizione dei fenomeni di pericolosità e di rischio geologico-ambientale del Foglio, è opportuno richiamare il significato di alcuni termini chiave sui quali si articola la presente relazione, e precisamente: pericolosità, vulnerabilità, rischio.

7.1.1. - *Pericolosità*

Per pericolosità si intende la probabilità che un fenomeno potenzialmente dannoso o distruttivo (nel caso specifico un dissesto, una frana o un'alluvione) si verifichi in una determinata area, in un certo intervallo/periodo di tempo.

Nella presente illustrazione verrà operata una distinzione della pericolosità in funzione della tipologia dei fenomeni che ne sono la causa, ovvero pericolosità geomorfologica da frana, da inondazione, *etc.*, o anche da processi antropici.

7.1.2. - *Vulnerabilità*

Per vulnerabilità si intende il grado di esposizione alla compromissione di una data porzione di territorio o di un determinato bene ad opera degli agenti esogeni o di processi antropici; questi ultimi possono essere causa talora di un rilevante impatto ambientale, fino a modificare in modo più o meno rilevante le condizioni di naturale equilibrio delle aree e dei siti, o di integrità dei beni esposti.

Questa caratteristica del territorio può essere dovuta agli intrinseci connotati geomorfologici o geologico-ambientali del sito (elevata pericolosità), oppure indotta da interventi umani sconsiderati non correttamente localizzati o adattati, o anche dallo stato di compromissione o di non corretta gestione del territorio.

7.1.3. - *Rischio geologico-ambientale*

Il rischio geologico-ambientale si manifesta allorché in una certa area interferiscono fenomeni e processi di pericolosità geologica o geomorfologica con condizioni di vulnerabilità del territorio. Operativamente, la valutazione del rischio geologico viene effettuata mediante la costruzione di una matrice in cui vengono considerati i diversi gradi di interferenza delle condizioni o dei livelli di pericolosità geo-ambientale insieme con quelle di vulnerabilità delle diverse categorie d'uso del suolo, o con la presenza di beni di rilevante interesse naturalistico, ambientale, storico-architettonico o culturale in genere, infrastrutturale, *etc.*

Pertanto, il livello di rischio è tanto più elevato quanto più elevate sono la pericolosità e la vulnerabilità e maggiori sono i danni attesi sugli elementi e sui beni esposti (persone, strutture e infrastrutture, beni *l.s.*).

Più in generale, il rischio geologico-ambientale può essere inteso come l'insieme delle pressioni gravanti sulle persone, sui beni e sulle infrastrutture per effetto della dinamica dei versanti, dei corsi d'acqua e di tutti quei processi naturali o antropici che, in modo reale o potenziale, possono turbare o destabilizzare le condizioni di equilibrio territoriale.

I modellamenti dei versanti e dei rilievi montuosi, o l'esondazione dei corsi d'acqua dagli alvei, sono fenomeni naturali che determinano le caratteristiche del paesaggio geomorfologico; mentre le condizioni di rischio sono il risultato di una serie di concause che possono essere determinate dalla generale tendenza dell'uomo, in maniera più o meno consapevole, a localizzare le proprie residenze e le proprie attività in luoghi dove la disponibilità di risorse naturali (presenza di terreni fertili, di acqua, di infrastrutture, di posizioni panoramiche o dominanti) risultano particolarmente favorevoli o attraenti, ignorando o trascurando le condizioni di pericolosità reali o potenziali esistenti in talune aree.

7.2. - PERICOLO DI FRANA

7.2.1. - *Frane e loro cause*

Con il termine frana si indica il fenomeno di movimento o caduta di materiale roccioso o sciolto per effetto della forza di gravità. Ovvero, è da intendersi qualsiasi situazione di equilibrio instabile del suolo, del sottosuolo o di entrambi, compresi fenomeni di intensa erosione superficiale, o fenomeni franosi che interessano i pendii in profondità e che sono riconducibili alla forza di gravità.

I fattori o le cause che producono una frana o un movimento di massa sono molteplici e si distinguono sostanzialmente tre tipologie: cause predisponenti

(ovvero proprie dell'ambiente naturale), quali litologia, giacitura, caratteristiche idrogeologiche, andamento topografico o geometria del pendio, acclività dei versanti, clima, precipitazioni, variazioni di temperature, *etc.*; cause preparatrici, come disboscamento, incendi, erosione, variazione del contenuto d'acqua nel suolo o negli ammassi rocciosi, azioni antropiche *etc.*; cause determinanti come eventi pluviometrici estremi, erosione, terremoti, scavi, tagli sui versanti, *etc.*

7.2.2. - Conformazione delle frane

In generale le parti di una frana si distinguono in: a) nicchia di distacco; b) alveo o pendio di frana; c) cumulo o accumulo di frana.

La nicchia di distacco è quella forma generalmente concava dalla quale si è distaccato il materiale in frana, mentre l'alveo o pendio di frana è quella zona in cui l'ammasso coinvolto nella frana è transitato o ancora staziona al disotto della conformazione originaria del pendio. La zona di accumulo è quella in cui il materiale si deposita ad una quota inferiore rispetto alla posizione originaria.

Sempre dal punto di vista terminologico, tra le forme che contraddistinguono una frana si possono riconoscere:

- la corona, parte di materiale non coinvolta dal fenomeno, immediatamente adiacente alla parte più alta del pendio di frana;
- la testata, parte superiore del terreno franato;
- le scarpate secondarie, costituite da scarpate ripide trasversali all'interno della frana, sintomatiche di movimenti differenziali dell'ammasso in movimento;
- le fratture secondarie che in senso longitudinale o trasversale si osservano nel corpo franato;
- la superficie di separazione, che divide il materiale spostato da quello inalterato sottostante.

La massa di terreno coinvolta dal fenomeno franoso viene definita, poi, materiale mobilizzato, il quale viene comunemente suddiviso in corpo principale (parte del materiale che in seguito al movimento resta nell'alveo della frana) e piede della frana (materiale che si attesta nella zona di accumulo).

7.2.3. - Studio delle frane

Le frane possono dare luogo, localmente, anche a profonde trasformazioni della superficie terrestre e, a causa della loro alta pericolosità, in alcune aree urbanizzate, devono essere oggetto di difficili ed attenti studi e monitoraggi, oltre che di onerosi interventi di stabilizzazione.

Lo studio delle frane deve essere teso a prevedere il loro eventuale movimento, la dimensione e le modalità di accadimento, e a tentare di prevenirle, deviandone o rallentandone lo sviluppo tramite il ricorso agli interventi tradizionali più appropriati, o anche con l'uso di metodi e tecniche di ingegneria naturalistica. Nei casi più complessi e difficili è opportuno prevedere l'approntamento di un adeguato Piano di Protezione Civile finalizzato allo sgombero preventivo, temporaneo o definitivo, delle aree interessate.

7.3. - CLASSIFICAZIONE DELLE FRANE

Per lo studio dei vari tipi di frane presenti nell'area del Foglio Villacidro si è fatto riferimento alla classificazione proposta da VARNES (1978) e successivamente integrata da CRUDEN & VARNES (1996), tab.9. Questa classificazione suddivide le frane secondo i tipi di movimento e le classi di materiali, come si evince dalla tabella appresso indicata.

Nella classificazione di cui sopra, tuttavia, non figurano alcuni importanti tipi di fenomeni franosi inquadrabili tra le deformazioni gravitative profonde di versante (DGPV) delle quali si è presa esatta coscienza solo negli ultimi decenni.

Tab. 9 - *Classificazione delle frane secondo VARNES (1978), integrata da CRUDEN & VARNES (1996).*

TIPO DI MOVIMENTO	TIPO DI MATERIALE		
	ROCCE	TERRENI GROSSOLANI	TERRENI FINI
crolli (<i>falls</i>)	crolli di roccia	crolli di detrito	crolli di terra
ribaltamenti (<i>topples</i>)	ribaltamento di roccia	ribaltamento di detrito	ribaltamento di terra
scorrimenti (<i>slides</i>)	rotazionali scorrimento rotazionale di roccia	scorrimento rotazionale di detrito	scorrimento rotazionale di terra
traslazionali	scorrimento traslazionale di roccia	scorrimento traslazionale di detrito	scorrimento traslazionale di terra
espandimenti laterali (<i>lateral spreads</i>)	espandimenti laterali di roccia	espandimenti laterali di detrito	espandimenti laterali di terra
flussi (<i>flows</i>)	flussi di roccia (deformazioni gravitative profonde di versante) flussi di detrito flussi di terra		
frane complesse/composite (<i>complex</i>)	combinazione di 2 o più tipi nello spazio e/o nel tempo		

7.3.1. - *Crolli*

Questi fenomeni di dissesto, che sono fonte di una non trascurabile pericolosità geomorfologica ma che non interessano direttamente insediamenti umani, si rinvengono, in particolare, in corrispondenza delle cornici rocciose che caratterizzano le sequenze carbonatiche dei calcari bioclastici e biocostruiti (bioerme a coralli) del primo ciclo miocenico (calcari di Villagrecia, VLG).

Esempi rappresentativi di tali movimenti franosi di blocchi di calcare si possono osservare nei depositi sottostanti l'allineamento Punta Sebera (q. 360 m) - M. Tellura (q. 315 m) - M. Coranzura. Tuttavia tutte le cornici calcaree, con il tipico stile morfotettonico proprio delle formazioni monoclinali a *cuesta* delle dorsali collinari parallele tra di loro: M. Coronas Arrubias (q. 371 m) - Monte Sebera (q. 324 m), e P.ta Manna (q. 325 m) - M. Maiori (q. 343 m), caratterizzate da un profilo asimmetrico, mostrano alla loro base evidenti depositi, in cumuli o sparsi, di blocchi di crollo, sia sul versante più inclinato (fronte) sia su quello opposto (rovescio), come ad esempio in località Lampazzu.

Altri fenomeni di crollo legati alle attività umane sono possibili, localmente, sui fronti di cava instabili non interessati da interventi di recupero ambientale degli stessi rilievi carbonatici, sui fronti della Miniera dismessa di caolino di M. Porceddu e di altri seppur limitati scavi minerari sui versanti sud-occidentali di M. Coronas Arrubias.

7.3.2. - *Ribaltamenti e ribaltamenti che evolvono in crolli*

Fenomeni ascrivibili ai ribaltamenti, o a fenomeni di frana complessi di ribaltamento che evolvono in crollo di blocchi, si rinvengono sui versanti occidentali di Campanas di Sisinni Conti (q. 540 m) e del M. Cuccureddu (q. 457 m), a ridosso dell'abitato di Villacidro, ove creano condizioni di non trascurabile rischio per le abitazioni e la viabilità alla base dei versanti.

Il verificarsi di ripetuti fenomeni di crollo di blocchi che hanno minacciato l'abitato ha imposto la realizzazione di uno studio geologico-tecnico accurato e di interventi di protezione con chiodature, tiranti di sostegno e reti paramassi che necessitano di essere ancora potenziati e rafforzati.

Questi fenomeni sono tipici delle litofacies granitiche (microsienograniti a biotite, leucosienograniti a biotite, litofacies di bordo da porfiriche a microgranulari) e sono riconducibili all'energia del rilievo dovuta all'elevata acclività dei versanti e all'intensa fratturazione della roccia, spesso suddivisa in blocchi prismatici che vanno a formare pinnacoli, torrioni o pseudocupole intensamente fessurate o guglie di blocchi sovrapposti e non di rado in bilico.

Particolarmente incisivi sono i fenomeni associati ai sistemi di frattura orientati NNW-SSE (come quelli tra Coddu de su Medaueddu - Sa Spendula e i versanti nord-occidentali di Campanas de Sisinni Conti), NE-SW (es. valle del Riu Acqua Su Forru, valle del Torrente Leni) ed anche E-W (valle del Riu Fluminera, valle terminale del Torrente Narti).

Fenomeni di dissesto analoghi, ma senza generare condizioni di rischio in assenza di insediamenti umani ed infrastrutture, sono possibili sui canaloni e sui versanti occidentali del M. Margiani (q. 859 m), su quelli meridionali del M. Omo (q. 602 m) e di Genna de Frocciddaras (q. 496 m) e nell'intorno di Concali Mannu (q. 754 m) - Cuccuru Frissa (q. 924 m), Punta Genna Spina, Genna Paedentis, Trempa Concalis (q. 347 m).

7.3.3. - *Scorrimento rotazionale di detrito*

Sono fenomeni di dissesto di entità non rilevante che potenzialmente interessano le scarpate delle discariche della miniera dismessa di M. Porceddu in occasione di eventi pluviometrici estremi, ed ai quali si associano intensi fenomeni di erosione diffusa e incanalata che rendono ancora instabili, dopo un abbandono pluridecennale, tali forme antropiche.

Agli stessi fenomeni sono esposte le discariche antiche e recenti dell'area mineraria di Furtei, sui versanti occidentali del M. Coronas Arrubias, del M. Santu Miali e dell'intorno di M. Sebera, che presentano, localmente, anche possibili problemi di pericolosità da contaminazione legati alla presenza di solfuri negli sterili abbancati, in grado di rilasciare tracce di metalli pesanti per lisciviazione.

7.3.4. - *Scorrimento traslazionale di detrito o debris flows*

I *debris flow* o colate detritiche torrentizie sono un processo naturale che consiste nel trasporto di materiale solido da parte delle acque in ambiente montano, e sono costituiti da una miscela di acqua con elevata concentrazione di materiale detritico che si muove verso valle con velocità variabili da pochi cm/sec sino a 25 m/sec. Il materiale trasportato ha granulometria molto variabile ed un singolo fenomeno si può manifestare anche con ondate successive (pulsazioni) dovute a temporanee interruzioni nel canale di trasporto.

Le colate detritiche sono fenomeni diffusi nella maggior parte delle fasce climatiche, dalle regioni desertiche a quelle alpine e rivestono una notevole importanza sia per la loro influenza sull'evoluzione morfologica dei versanti, e talora

di interi bacini idrografici nei quali avvengono, sia per il rischio potenziale determinato dalla loro elevata capacità distruttiva. In tali aree, aumenti improvvisi di disponibilità idrica, dovuti solitamente a piogge intense, possono provocare, per scorrimento caotico dell'acqua lungo i compluvi modellati nel basamento impermeabile, la mobilitazione di ingenti quantità di detrito che vengono incorporate nel *debris flow*.

Al momento, dai dati di letteratura o della cronaca non risultano segnalazioni di tali fenomeni nell'area del Foglio.

Tuttavia, specialmente negli affioramenti granitici a W di Villacidro (bacini idrografici dei rii Acqua Su Ferru, Aratzu, Coxinas, Canali Mannu, Tuvaruttas, Gutturu Derettu e Bidda Scema), in corrispondenza dei numerosi canali dal fondo cosparso di detriti sciolti o lievemente coesi e da depositi colluviali, in occasione di eventi pluviometrici estremi, è plausibile che essi possano verificarsi, così come già accaduto, con qualche decina di eventi, nel bacino del Riu Cannas (Sardegna SE) durante le intense precipitazioni del 1971 (BARCA *et alii*, 1975).

Lo stesso potrebbe accadere per i piccoli bacini (Riu Leonaxis, Canale Piscina Sanguini, Gutturu de Terra, Riu Croigas, Canale Balore, *etc.*) impostati sul basamento metamorfico del Foglio.

Per questo, pur in assenza al momento di elementi che determinano condizioni locali di vulnerabilità, in caso di realizzazione di eventuali opere d'ingegneria, di strade e piste rurali, sarà bene tener conto di un eventuale rischio potenziale.

7.3.5. - *Espandimenti laterali di roccia*

Secondo VARNES (1978) sono costituiti da movimento verso il basso e verso l'esterno di materiali (rocce e terreni), mentre secondo TERZAGHI (1952) sono caratterizzati dallo spostamento più o meno rapido di una massa di roccia, di terreno residuale o sedimenti, adiacenti ad un pendio, con movimento del centro di gravità della massa verso il basso e verso l'esterno.

Nell'area del Foglio Villacidro non risultano descritti in letteratura simili movimenti; ma è lecito supporre che alcuni distacchi di blocchi o di masse litoidi, che poi evolvono in crolli dai bordi delle cornici calcaree tra Furtei e Segariu (fronti o rovesci delle *cuestas*), siano riconducibili a tali fenomeni.

Si tratta, in sostanza, di movimenti che possono verificarsi di frequente in una massa rigida fratturata, legati a prevalenti forze di trazione e nei quali non si riconosce nè una superficie basale di scorrimento nè una zona di deformazione plastica ben definita.

7.3.6. - *Fenomeni complessi*

In questi ultimi il movimento risulta dalla combinazione di due o più tipi principali sopra descritti, com'è il caso dei ribaltamenti che evolvono in crolli o dei movimenti di espansione laterale che evolvono in crolli, come prima accennato. In mancanza di fenomenologie di questo tipo, ben identificabili nell'area di studio, si è preferito ascrivere tali fenomeni agli altri sopra indicati.

7.3.7. - *Deformazioni gravitative profonde di versante (DGPV)*

Sono costituite da processi gravitativi che, in particolari condizioni geologico-strutturali, morfodinamiche e morfoclimatiche, possono coinvolgere considerevoli porzioni di versante condizionando l'evoluzione del sistema crinale-versante-fondovalle con la formazione di estesi fenomeni deformativi.

Questi fenomeni, classificabili come inattivi o quiescenti, sono stati riscontrati nell'intorno dell'abitato di Segariu, nell'area di Costa Faccia Bidda e Gisterra, dove hanno interessato le andesiti e le sequenze carbonatiche mioceniche (fig.81), e sui versanti meridionali di Bruncu Niu Crobu (212m).



Fig. 81 - *Impatto dell'attività di cava nelle immediate adiacenze dell'abitato di Segariu con i vari fronti di coltivazione, antichi e recenti, che presentano più o meno marcati fenomeni di instabilità (foto. F. Perra).*

Risultano ben identificati, nel primo caso, dalle tracce della superficie di scorrimento, dalla giacitura discordante e dalla fratturazione con evidente sconnessione dei banchi carbonatici; mentre, nel secondo, sempre dalla traccia concava della superficie di scoscendimento e dalla evidente giacitura discordante delle sequenze marnoso-arenacee ben leggibili sulle scarpate della Strada Segariu-Vil-lamar, subito sopra il paese.

Questi movimenti sono localizzati in un'area dove sono bene evidenti le intersezioni tra differenti sistemi di faglie dirette NNW-SSE e NE-SW, ma anche inverse come quella a valle di P.ta Manna (325m).

Nella loro genesi hanno giocato un fondamentale ruolo predisponente le caratteristiche geologico-strutturali e morfodinamiche locali, ed in particolare i diversi sistemi di faglie NNW-SSE e NE-SW che si intersecano nell'area e che hanno scomposto le sequenze sedimentarie mioceniche e le vulcaniti sottostanti in grandi zolle variamente dislocate.

7.3.8. - *Suoli espansivi*

I terreni espansivi (o rigonfianti) sono terreni che per la loro composizione mineralogica sono soggetti a cambiamento di volume in seguito ad alternanza di cicli di umido e secco e che, in condizioni confinate, possono sviluppare considerevoli pressioni di rigonfiamento. Le cause principali di rigonfiamento sono la riduzione delle pressioni di confinamento associata all'incremento del contenuto d'acqua.

I fattori che entrano in gioco nella previsione del potenziale di rigonfiamento di un terreno espansivo sono molteplici. Tuttavia, in generale, diversi studi di tipo applicativo hanno messo in evidenza come lo spessore dello strato interessato dal sollevamento presenti un contenuto di acqua maggiore rispetto ad altri strati che, non avendo disponibilità d'acqua, sono ancora in una condizione indisturbata. Il contenuto in acqua presente nel singolo strato diventa quindi discriminante per la definizione dell'estensione e dello spessore di terreno interessato dai fenomeni di rigonfiamento.

I terreni potenzialmente interessati da tali fenomeni sono le marne arenacee e siltitiche giallastre e le tufiti cineritiche e sabbioni epiclastici della formazione delle marne di Gesturi, le marne e le siltiti marnose della formazione della Marmilla, le argille siltose della formazione di Ussana e le argille siltose rossastre della formazione del Cixerri.

La localizzazione e la realizzazione di opere di ingegneria su tali terreni dovrà essere preceduta da attente analisi e da conseguenti scelte per quanto concerne le caratteristiche delle opere di fondazione.

7.3.9. - Pericolosità legata alla presenza degli sterili minerari

Una pericolosità potenziale è legata ai residui di lavorazione abbandonati, in particolare nella miniera d'oro di Furtei, in seguito alla chiusura della concessione mineraria di "Santu Miali". L'interruzione dell'attività mineraria ha lasciato una situazione di estrema pericolosità che necessita di attento controllo e monitoraggio in quanto espone a rischio di inquinamento da sostanze tossiche il sistema idrico del basso Campidano e i coltivi presenti a valle. Infatti vi si rinvencono:

- una diga sterili contenente fanghi di lavorazione che presentano in soluzione cianuro, arsenico (un semimetallo che risulta molto più tossico in ogni suo stato combinato rispetto a quello elementare), mercurio, piombo, nichel, rame, *etc.* e metalli pesanti, le cui infiltrazioni, al di sotto della diga, sono raccolte in un apposito vascone e ripompe di nuovo nel bacino mediante una coppia di pompe che deve essere sempre tenuta in funzione;
- i due siti di Is Concas e di Su Masoni, nei quali le acque meteoriche e quelle sotterranee hanno inondato gli scavi della miniera, e che a contatto con le pareti ove sono ancora presenti tracce della mineralizzazione incrementano la propria acidità e mettono in soluzione sostanze nocive tra cui mercurio, arsenico, piombo, nichel, *etc.*; risulta che le piogge persistenti del marzo 2010 hanno, a più riprese, rischiato di far tracimare le acque inquinate, tanto che si è dovuto provvedere, con ripetuti interventi, a trasferire acque inquinate da un bacino all'altro con provvedimento in deroga alla legislazione vigente;
- discariche di materiali di scavo abbancati in vari siti, contenenti residui di mineralizzazione a solfuri, che in seguito a percolazione delle acque meteoriche rischiano di generare fenomeni di inquinamento da acque acide e metalli pesanti, oltre a possibili smottamenti.

L'Agenzia Regionale per la Protezione dell'Ambiente della Sardegna (AR-PAS), in una relazione dell'11 marzo 2010 descrive che "...si evidenziano forti rischi di contaminazione delle acque superficiali e del territorio attiguo al sito minerario da parte di elementi chimici anche cancerogeni e altamente tossici e il rischio di diffusione di acque acide. Tali elementi sono presenti nelle acque trattenute dagli scavi minerari, dalla diga fanghi e nell'impianto di lavorazione dei minerali. Il rischio è amplificato dalla possibilità di tracimazione delle stesse acque conseguente a fenomeni di precipitazione anche non eccezionali".

Considerato che la rinuncia alla concessione mineraria comporta automaticamente il trasferimento delle proprietà e dei beni, attrezzature e macchinari, alla Regione Sardegna, quest'ultima, salvo contenziosi, dovrà farsi carico delle diverse problematiche legate al rischio per l'ambiente e l'incolumità pubblica, visto che la società concessionaria non ha adeguatamente ottemperato alle bonifiche ed alla messa in sicurezza del territorio.

7.4. - ANALISI RELATIVA AL RISCHIO GEOLOGICO

La pericolosità geomorfologica ed il rischio geologico, a livello locale, devono essere valutati qualitativamente considerando i fenomeni più importanti presenti nel territorio, quali instabilità dei versanti, fenomeni di esondazione o ristagno idrico, suoli espansivi, *etc.*, che possono arrecare danno alle persone, alle opere o alle infrastrutture.

L'analisi relativa alle aree a rischio può e deve essere fatta a livello operativo, e cioè in sede di piani (Piani Urbanistici Comunali), interventi di trasformazione o di bonifica che riguardano aree specifiche o di progetti di opere edili o di infrastrutture, così come prescritto anche dal Piano di Assetto Idrogeologico, mediante indagini che consentano di valutare in modo dettagliato gli elementi di pericolosità e di vulnerabilità a grande scala, partendo da una valutazione della pericolosità geologica realizzata tramite l'utilizzo di specifici metodi, rilievi ed elaborati cartografici tematici.

Le specifiche indagini dovranno contenere la verifica delle eventuali condizioni di rischio che possono manifestarsi sia nelle fasi di realizzazione degli interventi o di costruzione delle opere, sia nelle fasi di esercizio o di gestione.

Le metodologie da utilizzare nella redazione dello studio geologico-tecnico sono quelle classiche dell'analisi geologica e geotecnica del terreno, con un dettaglio tale da definire, per ciascun litotipo distinto nella cartografia, anche attraverso rilevamenti diretti sul campo ed analisi geologico-tecniche e geofisiche, i parametri geotecnici e geomeccanici necessari a fornire, in maniera indicativa e di massima, il modello di comportamento meccanico del substrato geologico soggetto ad instabilità geomorfologica o ad intervento. Le indagini devono in particolare accertare sia le condizioni di stabilità dei pendii interessati dagli interventi di trasformazione, sia gli eventuali effetti dannosi conseguenti all'inserimento delle opere e delle infrastrutture previste.

7.5. - PERICOLO DI INONDAZIONE

7.5.1. - *Richiami concettuali*

Una inondazione è un fenomeno che si manifesta con l'allagamento, in tempi relativamente brevi, di aree ben definite da parte di una massa d'acqua.

Si può trattare di un fenomeno naturale, come lo straripamento dei corsi d'acqua dal loro alveo o letto usuale, in maniera violenta e devastante, oppure, nelle aree costiere, di allagamenti per l'azione combinata di piene e di alta marea o anche di acqua alta in aree costiere.

Quando l'inondazione è causata dalla tracimazione di corsi d'acqua ingrossati da piogge intense si parla anche di alluvione, a cui possono essere connessi fenomeni di erosione a monte e deposito a valle, con variazione della morfologia delle aree interessate dal fenomeno.

Per corsi d'acqua regimati o sistemati l'esondazione si manifesta con l'uscita delle acque dalla zona compresa tra i due argini, che può avvenire per tracimazione o per rottura degli argini stessi. Per corsi d'acqua non regimati l'esondazione ha luogo quando le acque escono dall'alveo che costituisce la loro "abituale" sede.

Nella valutazione del rischio di esondazione, o alluvionale, assume un ruolo fondamentale il cosiddetto tempo di ricorrenza, ovvero la frequenza statistica con cui un evento esondativo di una data intensità si ripresenta nello stesso luogo al passare del tempo.

La stima del tempo di ricorrenza (che dipende da fattori geomorfologici, climatologici, idrologici e, sempre di più, antropici) viene effettuata attraverso l'analisi delle serie storiche degli eventi alluvionali (possibilmente su un arco di secoli), integrata con la completa valutazione geografica e geomorfologica del territorio su cui insistono l'asta fluviale o il bacino idrografico di riferimento (dati pluviometrici, geometria e assetto degli alvei, stato e struttura delle arginature, presenza di eventuali casse di compensazione, presenza e funzionalità di eventuali dighe o opere di regimazione delle piene, *etc.*).

Il tempo di ricorrenza viene espresso rispetto ad un certo numero di anni: per esempio $T < 20$ significa che il rischio esondativo in quel dato tratto (alluvionabilità dell'area) è inferiore a 20 anni, ovvero che - in media - più di una volta ogni 20 anni l'area può essere inondata. Per eventi di magnitudine crescente, ovvero a valori di T crescenti corrispondono quindi fenomeni più ampi e potenzialmente più distruttivi. Un evento con tempi di ricorrenza T_{200} o T_{500} corrisponde ad un fenomeno esondativo di una magnitudine tale da potersi presentare, statisticamente, solo una volta ogni 200 o 500 anni (rischio di 0,2% o 0,5%/anno).

Il dato del tempo di ricorrenza è utile a livello geologico-ambientale o ingegneristico per valutare il grado di sicurezza di opere ed infrastrutture nell'attraversamento o in adiacenza di un corso d'acqua.

7.5.2. - Pericolosità e rischio di inondazione

Poiché una gran parte del territorio del Foglio Villacidro è costituita da aree pedemontane e di pianura ricadenti nel settore centrale della pianura del Campidano, è ovvio presupporre una naturale propensione alla vulnerabilità da inondazioni o da difficoltà di drenaggio.

Infatti già nelle prime decadi del secolo scorso, in una vasta area del territorio di Sanluri si dovette procedere alla realizzazione dell'impegnativa sistemazione idraulica dell'area paludosa nota con il nome locale di Su Staini (l'antico Stagno Sabazus di Sanluri) e ridenominata Bonifica dell'Opera Nazionale Combattenti.

Il progetto originale di bonifica idraulica, predisposto da una società francese e poi portato avanti dal Genio Civile, è consistito, come si legge nella documentazione storica dell'Istituto Autonomo di Bonificamento e Colonizzazione per la Sardegna, "nell'isolare la pianura dello stagno di Sanluri dalle acque che durante le piene vi si riversavano scendendo dalle colline di Sanluri da una parte, e dalle montagne di Villacidro dall'altra, scavando un grosso canale intorno ai territori dell'intero stabilimento". Inoltre, sulla linea più bassa del comprensorio così isolato, si doveva aprire un canale di scolo prolungato, attraverso una piccola altura che si frapponesse al suo scorrimento. Infine un canale emissario fuori del piano, che insieme ai due canali circondariali avrebbero raggiunto il Flumini Mannu, da cui poi l'acqua in discesa sarebbe defluita verso la Laguna di Cagliari.

Nel 1913, dopo aver attuato il progetto del Genio Civile, le opere finite consistevano essenzialmente in due canali allacciati: uno lungo 6 km per la raccolta delle acque provenienti dalle alture di Villacidro, l'altro lungo 7 km, per le acque provenienti da Sanluri. Le acque alte furono così definitivamente incanalate ed il piano dello stabilimento difeso dalle loro incursioni.

All'interno del comprensorio, così isolato, venne scavato poi un terzo canale collettore di circa 6 km di lunghezza, che scorrendo ai bordi dell'antico stagno ne raccoglieva tutte le acque interne. Questi tre grandi canali sono stati poi fatti sfociare in un quarto canale (Canale Collettore Basso), lungo 7 km, che ha il compito di convogliare tutti gli scoli nel Flumini Mannu, presso il paese di Serramanna.

Per completare l'intervento ed acquisire all'uso agricolo il comprensorio di circa 2318 ettari, a questa ossatura principale della bonifica venne pure raccordata una rete di canali minori.

Questo intervento di protezione dalle inondazioni e di bonifica idraulica ha garantito per lungo tempo una buona efficacia protettiva, tuttavia, come accade per tutti gli interventi e le opere dell'uomo, richiede una costante manutenzione per continuare ad assicurare la funzionalità della sistemazione.

Questo, d'altra parte, vale per tutte le sistemazioni idrauliche realizzate per lo più mediante arginature lungo le sponde dei principali corsi d'acqua che attraversano l'area del Foglio Villacidro (Flumini Malu, che col suo toponimo tristemente eloquente fluisce da S. Gavino Monreale verso Pabillonis e poi verso il Golfo di Oristano, il quale è contenuto all'interno di argini per quasi tutto il suo percorso; Torrente Leni, arginato dall'incrocio con la S.S. 293 sino alla sua confluenza col Flumini Mannu; Riu Malu di Serramanna-Villasor, incanalato all'interno di sponde artificiali a sezione trapezia, ed altri corsi d'acqua minori).

Oltre che di questi interventi di sistemazione idraulica ed idrogeologica, l'area di pianura del Medio Campidano si avvale anche dell'effetto regimante svolto dalla diga sul Torrente Leni (Lago di Montimannu, con capacità d'invaso di circa 20 milioni di mc) e da quella di Is Barrocos (capacità d'invaso di circa 12 milioni di mc), sull'alto Flumini Mannu, in territorio di Isili, che svolgono funzioni di accumulo per fini idropotabili, irrigui, industriali ed anche di laminazione delle piene.

Ciononostante, la stessa area, nella quale sono documentate numerose inondazioni storiche, come attesta il progetto AVI che reca il censimento delle località italiane colpite da frane e da inondazioni, presenta ancora diverse località a rischio di dissesto idrogeologico come illustrato anche dal Piano stralcio di Assetto Idrogeologico regionale; tale area, negli ultimi anni, è stata, localmente, ripetutamente vulnerata da inondazioni che hanno prodotto danni più o meno rilevanti all'interno o nell'intorno dei vari centri abitati e nelle campagne.

Con riferimento al Foglio, le aree che presentano una pericolosità potenziale possono essere individuate tra quelle cartografate tra i depositi alluvionali (b_a , b_b , b_c) e tra i depositi lacustri e palustri (e_a , e_b). Vi sono poi numerose altre aree più o meno estese all'interno dei centri abitati che presentano condizioni di rischio per le difficoltà di drenaggio preesistenti o sopravvenute a seguito dell'urbanizzazione male adattata, e per l'esistenza di corsi d'acqua e canali tombati che spesso risultano inadeguati o non sottoposti ad accurata manutenzione.

Ne sono testimonianza gli eventi alluvionali, del 4 novembre 2008 e del 28 novembre 2008, che hanno colpito diversi centri abitati (Segariu, Furtei, Sanluri, Serrenti, Villagreca) e bloccato temporaneamente il transito anche di strade importanti come la S.S. 131 "Carlo Felice" e, in più punti, la S.S. 193, tra Furtei e Las Plassas. Ma anche gli altri centri abitati e le campagne di S. Gavino Monreale, Pabillonis, Samassi e Serramanna hanno mostrato evidenti condizioni di criticità e di vulnerabilità.

Il disastro del Riu Pau del 4 novembre 2008 (fig.82), che a Segariu adduce l'acqua proveniente dal territorio di Guasila, esondato dopo aver tracimato e sfondato un canale tombato nel quale era stato maldestramente confinato, e invaso con una terribile ondata di acqua e fango case, strade e piazze, non è altro che l'ultima manifestazione di una serie di eventi storicamente ben noti a coloro che sanno guardare al passato per capire e gestire con oculatezza il presente.

La situazione del paese è divenuta così critica che nel breve volgere di una ventina di giorni (28 novembre 2008) è stato nuovamente sommerso dal fango.

L'evento meteorico del 28 novembre 2008 ha creato ulteriori problemi in varia misura nei centri abitati e nelle campagne, e causato di nuovo la chiusura temporanea della S.S. "Carlo Felice" all'altezza del bivio di Villasanta e della S.S. 197 che collega il Campidano con Barumini, la Giara, il Sarcidano e il Nuorese.



Fig. 82 - *Danni conseguenti all'alluvione del 4 novembre 2008, a Segariu, in conseguenza dell'esondazione del Riu Pau. (Foto P. Frongia).*

Meno problematica la situazione a Furtei, lambito solo marginalmente dall'imponente massa d'acqua portata dalla piena del Flumini Mannu e del Riu Lanessi, che si è visto invase tutte le campagne coltivate tra l'abitato e la S.S. 131 "Carlo Felice" per ben due volte, nelle stesse date.

A Sanluri i problemi sono stati creati dalla tracimazione del Riu Cicu, che ha creato danni a molte abitazioni, il cui alveo, una cinquantina di anni addietro sarebbe stato ridotto e deviato. A S. Gavino Monreale si sono verificati danni nella parte bassa del paese, nell'intorno della via Roma, nel tratto compreso tra viale Rinascita e la vecchia stazione.

A Serrenti, l'inondazione ha interessato, nelle stesse date, una cinquantina di abitazioni della zona settentrionale del paese.

A Samassi, il Flumini Mannu ha inondato la zona di via Gandhi e sommerso di nuovo, dopo tre settimane, quello che restava dei carciofeti. Lo stesso è accaduto localmente nelle campagne di Serramanna.

A Villamar, qualche chilometro a monte di Furtei, si sono vissuti momenti difficili per la paura che il Flumini Mannu in piena potesse straripare vicino al campo sportivo. Anche qui la strada statale è stata chiusa per qualche ora in località Bau Trottu, all'uscita verso Las Plassas.

Per le peculiari condizioni geomorfologiche e di rischio in ambito urbano, sono poi da segnalare il Riu Fluminera, il Gutturu Mannu e la Gora S. Antonio, che attraversano l'abitato di Villacidro, che pure non ha sofferto evidenti problemi nel corso degli ultimi eventi.

Le situazioni di vulnerabilità e di rischio riscontrate nei diversi centri abitati richiedono idonee misure di prevenzione e di difesa dalle inondazioni derivanti dai corsi d'acqua, ma anche di regimazione idraulica interna. Infatti, gli eventi alluvionali, e in buona parte anche quelli di frana, hanno carattere topologico. Questo significa che, in assenza di interventi di prevenzione e di adeguate sistemazioni o difese, tornano periodicamente a verificarsi negli stessi luoghi con la medesima intensità, o magari con impatto maggiore per effetto degli ulteriori interventi umani in aree vulnerabili.

BIBLIOGRAFIA

- AA.VV. (1983) - *North American Stratigraphic Code*. A.A.P.G. Bull., **67**: 841-875, Tulsa.
- AGIP NUCLEARE S.P.A. (1983) - *Lineamenti geologico-strutturali e giacimentologici dell'area di San Leone - Arcu su Linnarbu (Sardegna sud-occidentale)*. Relazione interna, 86 pp., Milano.
- ALBERTI G. (1963) - *Sul Devonico inferiore e medio nella Sardegna meridionale*. Atti Acc. Naz. Lincei, Rend. Cl. Sc. Fis. Mat. e Nat., **34**: 553-559, Roma.
- ALLEN J.R.L. (1963) - *The classification of cross-stratified units with notes on their origin*. Sedimentology, **2**: 93-114, Oxford.
- ALVAREZ W. (1972) - *Rotation of the Corsica-Sardinia microplate*. Nature, **235**: 103-105, London.
- ARAÑA V., BARBERI F. & SANTACROCE R. (1974) - *Some data on the Comendite Type Area of S. Pietro and S. Antioco Island, Sardinia*. Bull. Volcanology, **38**: 725-736, Heidelberg.
- ARANGINO F., ARU A., BALDACCINI P. & VACCA S. (1986) - *I suoli delle aree irrigabili della Sardegna. Piano generale delle acque*. Assessorato della Programmazione Bilancio e Assetto del Territorio, Ente Autonomo del Flumendosa, Regione Autonoma della Sardegna, Cagliari, 133 pp., 1 carta in scala 1:250.000, 25 carte in scala 1:100.000, Cagliari.
- ARRIBAS A. (1995) - *Characteristics of high-sulfidation epithermal deposits and their relation to magmatic fluid*. In: J.F.H. THOMPSON (Ed.): «Magmas, Fluids and Ore Deposits» Mineralogical Association of Canada Short Course, **23**: 419-454, Canada.
- ARTHAUD F. (1963) - *Un exemple de tectoniques superposées dans le Paléozoïque de l'Iglesiante (Sardaigne)*. C.R. Soc. Géol. France, **9**: 303-304, 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'Iglesiante (Sardaigne)*. Publ. U.S.Te.La., Série Géol. Struct., **1**: 175, Montpellier.
- ARTHAUD F. & MATTE P. (1977) - *Synthèse provisoire sur l'évolution tectonique et les raccords entre les segments hercyniens situés autour du bassin nord-Baléare (Sud de la France, Espagne, bloc corso-sarde)*. Coll. Int. CNRS, **243**: 497-513, Rennes.
- ARU A., BALDACCINI P., DELOGU G., DESSENA M.A., MADRAU S., MELIS R.T., VACCA A. & VACCA S. (1990) - *Carta dei suoli della Sardegna, in scala 1:250.000*. Dipartimento Scienze della Terra Università di Cagliari, Assessorato Regionale alla Programmazione Bilancio ed Assetto del Territorio, SELCA, Firenze.

- ARU A., BALDACCINI P., VACCA A., DELOGU G., DESSENA M.A., MADRAU S., MELIS R.T. & VACCA S. (1991) - *Nota illustrativa alla Carta dei suoli della Sardegna*. Dipartimento Scienze della Terra Università di Cagliari, Assessorato Regionale alla Programmazione Bilancio ed Assetto del Territorio, 83 pp., Cagliari.
- ASSORGIA A., BARCA S., BRAVIN E., CARTA M., FARRIS M., FIORI M., GRILLO S.M., MARCELLO A., PRETTI S., RIZZO R. & SPANO C. (1993) - *Carta geologica e delle georisorse del distretto vulcanico Monastir-Furtei*. SELCA, Firenze.
- ASSORGIA A., BARCA S., COCOZZA T., DECANDIA F.A., FADDA A., GANDIN A. & OTTELLI L. (1992a) - *Characters of the Cenozoic sedimentary and volcanic succession of western Sulcis (SW Sardinia)*. In: L. CARMIGNANI & F.P. SASSI (Eds.): «*Contribution to the Geology of Italy with special regard to the Paleozoic basements*». A volume dedicated to Tommaso Cocozza. I.G.C.P. Project No 276 Newsletter, **5**: 17-20, Siena.
- ASSORGIA A., BARCA S., FARRIS M., RIZZO R. & SPANO C. (1994) - *The cenozoic sedimentary and volcanic succession in the Monastir-Furtei sector (southern Campidano-Sardinia)*. Mem. Soc. Geol. It., **48**: 391-397, Roma.
- ASSORGIA A., BARCA S. & SPANO C. (1997a) - *A synthesis on the cenozoic stratigraphic, tectonic and volcanic evolution in Sardinia (Italy)*. Boll. Soc. Geol. It., **116**: 407-420, Roma.
- ASSORGIA A., BARCA S. & SPANO C. (1997b) - *La "Fossa Sarda" nell'ambito dell'evoluzione geodinamica cenozoica del Mediterraneo occidentale*. Libro-Guida e Riassunti, Convegno-Escursione, 19-22 giugno 1997, 163 pp., Villanovafornu (Cagliari).
- ASSORGIA A., BARCA S. & SPANO C. (1997c) - *Lineamenti stratigrafici, tettonici e magmatici del Terziario della Sardegna*. Convegno-Escursione «*La Fossa Sarda nell'ambito dell'evoluzione geodinamica cenozoica del Mediterraneo occidentale*». 19-22 Giugno 1997, 13-25, Villanovafornu (Cagliari).
- ASSORGIA A., BROTZU P., CALLEGARI E., FADDA A., LONIS R., OTTELLI L., RUFFINI R. & ABRATE T. (1992b) - *Carta geologica del distretto vulcanico cenozoico del Sulcis (Sardegna sud-occidentale)*. SELCA, Firenze.
- ASUNIS M.L., MARINI C., MEDICI C., PORCU R. & URAS I. (1983) - *Il distretto caolinifero di Serrenti-Furtei. Nota I: il giacimento di M.te Porceddu*. Res. Ass. Min. Sarda, **88** (2): 31-47, Iglesias.
- ASUNIS M.L., PORCU R. & URAS I. (1982) - *I giacimenti di caolino delle zone di Serrenti-Furtei (Sardegna meridionale). Le piriti dei caolini e il loro contenuto in Ni e Co quali indicatori genetici*. Rend. Soc. It. Min. Petr., **38**: 1325-1336, Milano.
- ATZORI P. & TRAVERSA G. (1986) - *Post-granitic permo-triassic dyke magmatism in eastern Sardinia (Sarrabus p.p., Barbaglia, Mandrolisai, Goceano, Baronie and Gallura)*. Per. Mineral., **55**: 203-231, Roma.
- BAKOS F. & URAS I. (1972) - *Le mineralizzazioni fluoritiche di Monreale e Perda Lai (Sardara - Campidano di Cagliari). Nuove osservazioni geo-minerarie*. Atti della Giornata di Studio su «*Le Fluoriti Italiane*». Ass. Min. Subalp., Torino, vol. II parte 2ª, 261-285, Torino.
- BALDRACCO C. (1854) - *Cenni sulla costituzione metallifera della Sardegna*. Roux ed., 530 pp., c.1 (Miniere), Torino.
- BALIA R., CIMINALE M., LODDO M., PATELLA D., PECORINI G. & TRAMACERE A. (1991b) - *A new geophysical contribution to the study of the Campidano area (Sardinia, Italy)*. Geothermics, **20** (3): 147-163, Great Britain.
- BALIA R., CIMINALE M., LODDO M., PECORINI G. & RUINA G. & TRUDU R. (1984) - *Gravity survey and interpretation of Bouguer anomalies in the Campidano geothermal area (Sardinia, Italy)*. Geothermics, **13** (4): 333-347, Great Britain.
- BALIA R., FAIS S., KLINGELE E., MARSON I. & PORCU A. (1987) - *Interpretazione di profili aeromagnetici nell'area meridionale della fossa sarda*. Atti 6° Convegno Annuale del Gruppo Nazionale di Geofisica della Terra Solida, 14-16 dicembre, Roma.
- BALIA R., ILLICETO V., LODDO M. & SANTARATO G. (1991a) - *Modelling of the Campidano graben (Sardinia, Italy) by combined geophysical data*. Geoprospection, **28**: 43-54, Elsevier Science Publishers B.V., Amsterdam.
- BARBERI F. & CHERCHI A. (1980) - *Excursion sur le Mésozoïque et le Tertiaire de la Sardaigne Occi-*

- dentale. Livret-guide, C.I.E.S.M.; C.N.R., Progetto Finalizzato Geodinamica, pubbl. **345**: 127 pp., Roma.
- BARCA S. (1973) - *Sedimentologia e paleogeografia della formazione continentale oligocenica di Funtanazza (Sardegna sud-occidentale)*. Boll. Soc. Natur. Napoli, **82**:107-126, Napoli.
- BARCA S. (1981) - *Contributo alla stratigrafia del Siluriano-Devoniano del Sarrabus (Sardegna sud-orientale)*. Boll. Soc. Geol. It., **100**: 85-98, Roma.
- BARCA S. (1991) - *Phénomènes de résédimentation et flysch hercynien in faciès Culm dans le "synclinal du Sarrabus" (SE de la Sardaigne, Italie)*. C. R. Acad. Sci. Paris, **313**: 1051-1057, Paris.
- BARCA S., CARMIGNANI L., ELTRUDIS A., GATTIGLIO M. & PALA L. (1992) - *Relationship between foredeep deposits and Hercynian nappe building in southeastern Sardinia (Italy)*. In: L. CARMIGNANI & F.P. SASSI (Eds.): «Contributions to the Geology of Italy with special regard to the Paleozoic Basements. A volume dedicated to Tommaso Coccozza». I.G.C.P. Project No 276, Newsletter, **5**: 33-44, Siena.
- 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): Consequences geodinamiques*. C. R. Acad. Sci. Paris, **305**: 1109-1113, Paris.
- BARCA S., COCOZZA T., DEL RIO M. & PITTAU DEMELIA P. (1982a) - *Discovery of lower Ordovician Acritarchs in the "Postgotlandiano" sequence of southwestern Sardinia (Italy): age and tectonic implications*. Boll. Soc. Geol. It., **100** (1981): 377-392, Roma.
- BARCA S., COCOZZA T. & LEONE F. (1986a) - *Il Paleozoico dell'area di San Leone: nuovi dati stratigrafico-strutturali (Sulcis, Sardegna SW)*. Boll. Soc. Geol. It., **105**: 21-26, Roma.
- BARCA S., CORRADINI C. & SPALLETTA C. (2000) - *Nuovi dati sull'età dei "Calcri a Clymenie" della Sardegna*. Accad. Naz. Sci. Lett. Arti di Modena. Collana di Studi. Crisi biologiche, radiazioni adattative e dinamica delle piattaforme carbonatiche, **21**: 25-28, Modena.
- BARCA S. & COSTAMAGNA L.G. (1997) - *Compressive "Alpine" tectonics in Western Sardinia: geodynamic consequences*. C. R. Acad. Sc. Paris, **325**: 791-797, Paris.
- BARCA S. & COSTAMAGNA L.G. (2000) - *Il bacino paleogenico del Sulcis-Iglesiente (Sardegna SW): nuovi dati stratigrafico-strutturali per un modello geodinamico nell'ambito dell'orogenesi pirenaica*. Boll. Soc. Geol. It., **119**: 497-515, Roma.
- BARCA S., DEL RIO M., MINZONI N. & PITTAU DEMELIA P. (1984) - *Presenza di Tremadociano ad Acritarchi in unità tettoniche erciniche a Sud del Lago di Mulargia (Sardegna centrale)*. Riv. It. Paleont. Strat., **89** (3): 315-334, Milano.
- BARCA S., DEL RIO M. & PITTAU DEMELIA P. (1982b) - *Acritarchs in the "Arenarie di San Vito" of south-east Sardinia: stratigraphical and geological implications*. Boll. Soc. Geol. It., **100** (1981): 369-375, Roma.
- BARCA S., DEL RIO M. & PITTAU DEMELIA P. (1988) - *New geological and stratigraphical data and discovery of Lower Ordovician acritarchs in the San Vito Sandstone of the Genn'Argiolas Unit (Sarrabus, southeastern Sardinia)*. Riv. It. Paleont. Strat., **94**: 339-360, Milano.
- BARCA S. & DI GREGORIO F. (1979) - *La successione ordoviciano-siluriana inferiore nel Sarrabus (Sardegna sud-orientale)*. Mem. Soc. Geol. It., **20**: 189-202, Roma.
- BARCA S. & DI GREGORIO F. (1999) - *Paesaggi e monumenti geologici della provincia di Cagliari*. Saredit srl: 417 pp., Cagliari.
- BARCA S., DI GREGORIO F. & PALMERINI V. (1975) - *Studio geomorfologico ed idrogeologico del bacino del Rio Picocca (Sardegna sud-orientale)*. Nota prima. Boll. Soc. Sarda di Sci. Nat. Anno IX, **10**: 119-144, Cagliari.
- BARCA S., DI GREGORIO F. & PALMERINI V. (1981) - *Linea di costa pleistocenica nella piana di S. Priamo (Sarrabus, Sardegna Sud-orientale)*. Boll. Soc. Geol. It., **100**: 71-84, Roma.
- BARCA S., FARCI A. & FORCI A. (1998) - *I depositi sinorogenici ercinici del Sulcis (Sardegna sud-occidentale)*. Boll.Soc. Geol. It., **117**: 407-417, Roma.
- BARCA S., GNOLI M., OLIVIERI R. & SERPAGLI E. (1986b) - *New stratigraphic data and evidence of Lower and Upper Devonian based on Conodonts in Sarrabus area*. Riv. It. Paleont. Strat., **92**: 299-320, Milano.

- BARCA S. & JÄGER M. (1990) - *New geological and biostratigraphical data on the Silurian in SE-Sardinia. Close affinity with Thuringia*. Boll. Soc. Geol. It., **108**: 565-580, Roma.
- BARCA S. & MARINI C. (1980) - *Lineamenti litostratigrafici e sedimentologici del "Postgotlandiano" del Fluminese (Sardegna SW)*. Mem. Soc. Geol. It., **20**: 203-213, Roma.
- BARCA S. & MARINI C. (1983) - *Le mineralizzazioni stratiformi a solfuri misti del settore paleozoico del M. Linas (Sardegna sud-occidentale). Contesto geologico e caratteri geochimici*. Res. Ass. Min. Sarda, **1** (1983): 5-54, Iglesias.
- BARCA S., MELIS E., ANNINO E., CINCOTTI F., ULZEGA A., ORRÙ P. & PINTUS C. (2005) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia. Foglio 557 Cagliari, alla scala 1:50.000*. Servizio Geologico d'Italia, Regione Autonoma Sardegna, Roma.
- BARCA S. & OLIVIERI R. (1991) - *Age and source of calcareous blocks resedimented into Hercynian flysch type sediments of Sarrabus (southeastern Sardinia)*. Atti Soc. Nat. Mat. di Modena, **122**: 49-66, Modena.
- BARCA S. & PALMERINI V. (1973) - *Contributo alla conoscenza degli ambienti di sedimentazione relativi alla "Formazione del Cixerri" (Sardegna sud-occidentale)*. Boll. Soc. Sarda Sc. Nat., **12**: 13-50, Sassari.
- BARCA S. & SALVADORI I. (1974) - *Nuovo contributo alla geologia del Paleozoico a nord di Monte Arcuentu (Sardegna sud-occidentale)*. Boll. Soc. Sarda Sc. Nat., **8**: 67-78, Sassari.
- BARCA S., SERRI R., RIZZO R., FORCI A., CALZIA P. & PERTUSATI P.C. (2009) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 565 Capoterra*. ISPRA Servizio Geologico d'Italia, Regione Autonoma Sardegna, 208 pp., Roma.
- BARCA S. & SPALLETTA C. (1985) - *Nuove osservazioni sul conglomerato di Villasalto*. Giorn. Geol., **46**: 25-32, Bologna.
- BECCALUVA L., BROTZU P., MACCIOTTA G., MORBIDELLI L., SERRI G., TRAVERSA G. (1989) - *Cainozoic tectono-magmatic evolution and inferred mantle sources in the Sardo-Tyrrhenian area*. In: A. BORIANI, M. BONAFEDE, G.B. PICCARDO, G.B. VAI (Eds.): «*The Lithosphere in Italy, Advances in Earth Science Research*». Atti Conv. Lincei, **80**: 167-182, Roma.
- BECCALUVA L., CIVETTA L., MACCIOTTA G.P. & RICCI C.A. (1985) - *Geochronology in Sardinia: results and problems*. Rend. Soc. It. Min. Petr., **40**: 57-72, Milano.
- BECCALUVA L., DERIU M., MACCIOTTA G.P., SAVELLI C. & VENTURELLI G. (1978) - *Geochronology and Magmatic of the Pliocene-Pleistocene Volcanism in Sardinia (Italy)*. Bull. Volcanol., **40** (3): 1-16, Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg.
- BECCALUVA L., LEONE F., MACCIONI L. & MACCIOTTA G. (1981) - *Petrology and tectonic setting of the paleozoic basic rocks from the Iglesias-Sulcis (Sardinia-Italy)*. N. Jb. Miner. Abh., **140**: 184-201, Stuttgart.
- BECHSTÄDT T. & BONI M. (1991) - *Guida alla stratigrafia, alla sedimentologia ed alle mineralizzazioni metallifere nel Cambro-Ordoviciano autoctono della Sardegna sud-occidentale*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **48**: 434 pp., Serv. Geol. d'It., Roma.
- BELLON H., COULON C. & EDEL J.B. (1977) - *Les déplacements de la Sardaigne. Synthèse des données géochronologiques, magmatiques et paléontologiques*. Bull. Soc. Géol. France, **19**: 825-831, Paris.
- BERGERAT F. (1987) - *Stress fields in the European platform at the time of Africa-Eurasia*. Tectonics Collision, **6** (2): 99-132, Washington .
- BERGGREN W.A., KENT D.V., SWISHER C.C., III, & AUBRY M.P. (1995) - *A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy*. In: W.A. BERGGREN, D.V. KENT, M.P. AUBREY, & J. HARDENBOL (Eds.): «*Geochronology, Time Scales and Global Stratigraphic Correlation*». SEPM (Society for Sedimentary Geology) Special Publication, **54**: 129-212, .
- BERTORINO G., CABOI R., CAREDDA A.M., CIDU R., FANFANI L., SITZIA R. & ZUDDAS P. (1982) - *Idrogeochimica del Graben del Campidano*. In: «*Ricerche Geotermiche in Sardegna con particolare riferimento al Graben del Campidano*». CNR-PFE-SPEG-RF -10, 133-143, Pisa.
- BERTORINO G., CABOI R., CAREDDA A.M., CONTIVECCHI G., FANFANI L., PALA A. & ZUDDAS P. (1981) - *Caratteri idrogeochimici delle acque naturali della Sardegna meridionale. 2. Le acque del Sarrabus e del Campidano di Cagliari*. Rend. Soc. It. Min. e Petr., **37** (2): 929-949, Milano.

- BISTE M. (1979) - *Die Anwendung geochemischer Indikatoren auf die Zinn-Höflichkeit herzynischer granite in Süd-Sardinien*. Berliner geowiss. Abh, **18**: 110 pp., Berlin.
- BISTE M. (1981) - *Application of various geochemical proximity indicators to the tin favorability of South-Sardinian granites*. J. Geoch. Expl., **15**: 295-306, Amsterdam.
- BLOW W.H. (1969) - *Late Middle Eocene to Recent Planktonic Foraminiferal Biostratigraphy*. Proc. Ist. Intern. conf. plankt. microfossil, Geneva 1967, 422pp., 43 figs, 54 pls., Leiden.
- BOI M. (1976) - *Rilevamento geologico e prospezione mineraria della zona di Perda Lada-Gutturu Derettu (Villacidro)*. Tesi di Laurea inedita, Univ. degli Studi di Cagliari, 149 pp., Cagliari.
- BONI M., DEL VECCHIO L. & LIRER L. (1990) - *Considerazioni sul vulcanismo esplosivo miocenico della Sardegna SW*. Mem. Soc. Geol. It., **45**: 989-1000, Roma.
- BONI M., STEIN H.J., ZIMMERMANN A. & VILLA I.M. (2003) - *Re-Os age for molybdenite from SW Sardinia (Italy): a comparison with $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of Variscan granitoids*. In: ELIOPOULOS *et alii* (Eds.): «*Mineral Explor. and Sustainable Development*». Proc. Seventh Biennial SGA, Athens, August 2003, 247-249, Atene.
- BONIN B., AZZOUNI-SEKKAL A., BUSSY F. & FERRAG S. (1998) - *Alkali-calcic and alkaline post-orogenic (PO) granite magmatism: petrologic constraints and geodynamic settings*. Lithos, **45**: 45-70, Amsterdam.
- BORTOLAMI G.L., FONTES J.Ch., MARGRAF V. & SALIEGE J.F. (1977) - *Land, sea and climate in the Northern Adriatic region during Late Pleistocene and Holocene*. Palaeo3, **21**: 139-156, Amsterdam.
- BOSWORTH W. (1985) - *Geometry of propagating continental rifts*. Nature, **316**: 625-627, London.
- BOUMA A.H., NORMARK W.R. & BARNES N.E. (1985) - *Submarine fans and related turbidite systems*. Springer-Verlag, 1-351, New York.
- BRALIA A., GHEZZO C., GUASPARRI G. & SABATINI G. (1981) - *Aspetti genetici del batolite sardo-corso*. Rend. Soc. It. Min. Petr., **38**: 701-764, Milano.
- BROECKER W.S. & PENG T.H. (1982) - *Tracers in the sea*. Elgidio, Palisades, N.Y., 690pp., New York.
- BRONDI A., BENVENÙ F., FERRETTI O. & RABOTTINO L. (1975) - *Ricerche di concentrazioni detritiche di minerali di interesse nucleare in Sardegna*. Rend. Soc. It. Miner. Petrol., **30** (1974): 1133-1157, Milano.
- BROTZU P., CALLEGARI E., MORRA V. & RUFFINI R. (1997) - *The orogenic basalt-andesite suites from the Tertiary volcanic complex of Narcao, SW-Sardinia (Italy): petrology, geochemistry and Sr-isotope characteristics*. Period. Min., **66**: 101-150, Roma.
- BROTZU P., CALLEGARI E., & SECCHI F.A. (1994) - *The search for the parental magma of the high-K calc-alkaline igneous rock series in the southernmost Sardinia Batholith. Inferences from the petrogenetic study of the Burcei gabbrotonalities and their relations with the mafic dyke swarm of the Sarrabus area*. Period. Min., **62**: 253-280, Roma.
- BROUWER H. (1987) - *The Sardinian Tectonic Phase in SW Sardinia: a concept rejected*. In: F.P. SASSI & R. BOURROUILH (Eds.): «*Correlation of Prevariscan and variscan events of the Alpine-Mediterranean mountains belts*». I.G.C.P. Project No. 5, Newsletter, **7**: 134-138, Padova.
- BRUSCA C. & DESSAU G., (1968) - *I giacimenti piombo zinciferi di S. Giovanni (Iglesias) nel quadro della geologia del Cambrico sardo*. L'Industria Mineraria, **19**: 470-494; 533-556; 597-609, Roma.
- CABOI R., FANFANI L. & PECORINI G. (1988) - *Inventario delle risorse geotermiche della Regione Sardegna*. In: *Inventario delle Risorse Geotermiche Nazionali*, Regione Sardegna, Rapporto C.N.R., 34 pp., Pisa.
- CABOI R., MASSOLI-NOVELLI R. & SANNA G. (1978) - *La mineralizzazione a molibdenite di P.ta Su Seinnargiu (Sarrocchi-Sardegna meridionale)*. Rend. Soc. It. Miner. Petrol., **34** (1): 167-186, Milano.
- CALABRETTA M. (1998) - *Studio idrogeologico di un settore del Campidano (Gonnosfanadiga-Guspini -Pabillonis, Sardegna centro-occidentale)*. Univ. di Cagliari. Tesi di Laurea inedita.
- CALDERONI G., COLTORI M., DRAMIS F., MAGNATTI M. & CILLA G. (1991) - *Sedimentazione fluviale e variazioni climatiche nell'alto bacino dell'Esino durante il Pleistocene superiore*. In: S. TAZIOLI (Ed.): «*Fenomeni di erosione e alluvionamento degli alvei fluviali*». Univ. Ancona, 171-190, Ancona.

- CALVINO F. (1959) - *Primi risultati di uno studio stratigrafico e tettonico della Sardegna Sud-Orientale*. Atti Mem. Acc. Patavina Sc. Lett. Arti, **71**: 1-14, Padova.
- CALVINO F. (1961) - *Lineamenti strutturali del Sarrabus-Gerrei (Sardegna sud-orientale)*. Boll. Serv. Geol. d'It., **81** (1959), (4-5): 489-556, Roma.
- CALVINO F. (1963) - *Carta Geologica d'Italia, Foglio 227 Muravera*. Servizio Geologico d'Italia, Roma.
- CALVINO F. (1972) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia, Foglio 227 Muravera*. Servizio Geologico d'Italia; 60 pp., Roma.
- CAPPELLI B. (1991) - *LP-HT metamorphic core complexes in the nappe zone of the Hercynian Chain in Sardinia (Italy)*. Geologia del Basamento Italiano, 21-22 Marzo 1991, 118-121, Siena.
- CAPELLINI G. (1890) - *Sul cocodrilliano gavalioide (Tomistoma calaritanus) scoperto nella collina di Cagliari nel 1868*. Rend. Acc. Sc. Ist. Bologna, VII, Bologna.
- CAPELLINI G. (1899) - *Balenottere mioceniche di S. Michele presso Cagliari*. Mem. Acc. Sc. Ist. Bologna, s. 5, **7**: 661-679, Bologna.
- CARANNANTE G., COCOZZA T. & D'ARGENIO B. (1984) - *Late Precambrian-Cambrian geodynamic setting and tectono-sedimentary evolution of Sardinia (Italy)*. Boll. Soc. Geol. It., **103** (1): 121-128, Roma.
- CARANNANTE G., COCOZZA T., D'ARGENIO B. & SALVADORI I. (1975) - *Caratteri deposizionali e diagenetici della "Dolomia Rigata" del Cambriaco inferiore della Sardegna*. Rend. Soc. It. Miner. Petrol., **30** (1974): 1159-1173, Milano.
- CARIMATI R., GOSSENBERG P., MARINI A. & POTENZA R. (1980) - *Catalogo delle unità formazionali italiane*. Boll. Serv. Geol. d'It., **101**: 343-542, Roma.
- CARMIGNANI L., BARCA S., CAROSI R., DI PISA A., GATTIGLIO M., MUSUMECI G., OGGIANO G. & PERTUSATI P.C. (1992a) - *Schema dell'evoluzione del Basamento Sardo*. In: «*Geologia della Catena ercinica in Sardegna*». Guida alla escursione sul basamento paleozoico della Sardegna, maggio 1992; 11-38, Siena.
- CARMIGNANI L., BARCA S., CAPPELLI B., DI PISA A., GATTIGLIO M., OGGIANO G. & PERTUSATI P.C. (1992b) - *A tentative geodynamic model for the hercynian basement of Sardinia*. In: L. CARMIGNANI & F.P. SASSI (Eds.): «*Contribution to the Geology of Italy with special regard to the Paleozoic basement*». A volume dedicated to Tommaso Coccozza, I.G.C.P. Project No 276, Newsletter, **5**: 61-82, 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**: 141-144, 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**(1): 31-47, Paris.
- CARMIGNANI L., COCOZZA T., GANDIN A. & PERTUSATI P.C. (1982a) - *Lineamenti della geologia dell'Iglesiente-Sulcis*. In: «*Guida alla Geologia del Paleozoico Sardo*». Guide Geologiche Regionali. Soc. Geol. It., 65-77, Bologna.
- CARMIGNANI L., COCOZZA T., GANDIN A. & PERTUSATI P.C. (1986a) - *The Geology of Iglesiasiente*. In: L. CARMIGNANI, P.C. PERTUSATI, T. COCOZZA, C. GHEZZO & C.A. RICCI (Eds.): «*Guide Book to the Excursion on the Paleozoic basement of Sardinia*». I.G.C.P. Project No. 5, Newsletter, **special issue**: 31-49, Pisa.
- CARMIGNANI L., COCOZZA T., GHEZZO C., PERTUSATI P.C. & RICCI C.A. (1982b) - *Lineamenti del basamento sardo*. In: «*Guida alla Geologia del Paleozoico Sardo*». Guide Geologiche Regionali. Soc. Geol. It., 11-23, Bologna.
- CARMIGNANI L., COCOZZA T., GHEZZO C., PERTUSATI P.C. & RICCI C.A. (1986b) - *Outlines of the basement of Sardinia*. In: L. CARMIGNANI, P.C. PERTUSATI, T. COCOZZA, C. GHEZZO & C.A. RICCI (Eds.): «*Guide Book the Excursion on the Paleozoic basement of Sardinia*». I.G.C.P. Project No. 5, Newsletter, **special issue**; 11-21, Pisa.
- CARMIGNANI L., COCOZZA 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., COCOZZA T., MINZONI N., PERTUSATI P.C. & RICCI C.A. (1980) - *È la Corsica il retropaese della catena ercinica della Sardegna?* Mem. Soc. Geol. It., **20** (1979): 47-55, Roma.

- CARMIGNANI L., CONTI P., PERTUSATI P.C., BARCA S., CERBAI N., ELTRUDIS A., FUNEDDA A., OGGIANO G., PATTA E.D., ULZEGA A. & ORRÙ P. (2001a) - *Carta Geologica d'Italia: Foglio 549 Muravera alla scala 1:50.000*. Servizio Geologico d'Italia, Regione Autonoma Sardegna, Roma.
- CARMIGNANI L., CONTI P., PERTUSATI P.C., BARCA S., CERBAI N., ELTRUDIS A., FUNEDDA A., OGGIANO G., PATTA E.D., ULZEGA A. & ORRÙ P. (2001b) - *Note illustrative alla Carta Geologica d'Italia: Foglio 549 Muravera alla scala 1:50.000*. Servizio Geologico d'Italia, Regione Autonoma Sardegna, 140 pp., Roma.
- CARMIGNANI L., FUNEDDA A., OGGIANO G., & PASCI S. (2004) - *Tectono-sedimentary evolution of south-west Sardinia in the Paleogene: Pyrenaic or Appenninic Dynamic?* *Geodinamica Acta* **17**: 275-287, Paris.
- CARMIGNANI L., OGGIANO G., BARCA S., CONTI P., SALVADORI I., ELTRUDIS A., FUNEDDA A. & PASCI S. (2001c) - *Geologia della Sardegna, Note Illustrative della Carta Geologica della Sardegna a scala 1:200.000*. Mem. Descr. Carta Geologica d'Italia, **60**: 283 pp., Serv. Geol., Roma.
- 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., PERTUSATI P.C., BARCA S., CAROSI R., DI PISA A., GATTIGLIO M., MUSUMECI G. & OGGIANO G. (1992c) - *Struttura della Catena Ercinica in Sardegna*. Guida all'Escursione, Gruppo Informale di Geologia Strutturale: 177 pp., Siena.
- CARRARA A., D'ELIA B., & SEMENZA E. (1982) - *Classificazione e nomenclatura dei fenomeni franosi*. In: A.A. VARI (Ed.): «*Fenomeni franosi: Sintesi dei risultati conseguiti durante lo svolgimento del Progetto Finalizzato del C.N.R. Conservazione del Suolo*». C.N.R. Pubbl., **274**: 16 pp., Bergamo.
- CARTISANO D., PALUMBO E. & SOTGIA T. (1922) - *Bibliografia geologica e mineraria della Sardegna (1896-1921)*. *Res. Ass. Min. Sarda*, **27** (2): 30 pp., Iglesias.
- CAS.MEZ PROGETTO SPECIALE N°25 (1983) - *Studio organico delle Risorse Idriche sotterranee della Sardegna - II fase (Prog. cassa 25/96): Campidano, Relazione idrogeologica*. Vol. III, Univ. Sassari, 460 pp., Sassari.
- CASULA G., CHERCHI A., MONTADERT L., MURRU M. & SARRIA E. (2001) - *The Cenozoic graben system of Sardinia (Italy): geodynamic evolution from new seismic and field data*. *Marine and Petroleum Geology*, **18**: 863-888, Oxford.
- CASULA G., PISCHEDDA R. & SARRIA E.A. (1991) - *Progetto di Ricerca per lo studio dell'assetto strutturale del Campidano finalizzato alla valutazione del potenziale petrolifero ed altre risorse. Risultati fase preliminare*. Progemisa S.p.A., Rapporto interno inedito, 33 pp., Cagliari.
- CASULA G., PISCHEDDA R. & SARRIA E.A. (1992) - *Valutazione del potenziale petrolifero del Campidano. Profilo Geologico lungo il tracciato della linea sismica CA 303-92 V. Nota descrittiva*. J.V. AGIP S.p.A. & Progemisa S.p.A., Rapporto interno inedito, 69 pp., Cagliari.
- CASULA G., PISCHEDDA R. & SARRIA E.A. (1993) - *Valutazione del potenziale petrolifero del Campidano. Note descrittive della Carta Geologica*. J.V. AGIP S.p.A. & Progemisa S.p.A., Rapporto interno inedito, 27 pp., Cagliari.
- CAVINATO A. (1939) - *Nuovi risultati ed osservazioni nel rilievo geologico del Foglio Mandas*. *Atti Acc. Lincei*, s. 6, 29 pp., Roma.
- CAVINATO A. (1959) - *Foglio Geologico n.226 Mandas*. Litografia Artistica Cartografica, Firenze.
- CAVINATO A. (1972) - *La fluorite in Sardegna*. *Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova*, 29, Padova.
- CHERCHI A. (1974) - *Appunti biostratigrafici sul Miocene della Sardegna (Italia)*. *Inter. Néogène Médit.*, Lyon-1971, Mem. B.R.G.M., **78**: 433-445, Lyon.
- CHERCHI A. (1979) - *Microfaune aptiano-(?) albiane dei ciottoli urgoniani della Formazione del Cixerri (Sardegna SW) e loro interesse paleogeografico*. *Riv. It. Paleont.*, **85**: 353-410, Modena.
- CHERCHI A. (1985) - *Oligo-Miocene Basin*. In: A. CHERCHI (Ed.): «*19th European Micropaleontological Colloquium*», Sardinia, October 1-10 1985, AGIP, 87-101, Cagliari.
- CHERCHI A., MARINI A. & MURRU M. (1978a) - *Dati preliminari sulla neotettonica dei Fogli 216-217 (Capo S. Marco-Oristano), 226 (Mandas), 234-240 (Cagliari-S.Efisto), 235 (Villasimius), Sardegna*. Contributi preliminari alla realizzazione della Carta Neotettonica d'Italia, pubbl. n. 155, C.N.R., P.F. Geodinamica: 199-226, Roma.

- CHERCHI A., MARINI A., MURRU M. & ULZEGA A. (1978b) - *Movimenti neotettonici nella Sardegna meridionale*. Mem. Soc. Geol. Ital., **19**: 581-587, Roma.
- CHERCHI A. & MONTADERT L. (1982) - *Oligo-Miocene rift of Sardinia and early history of the Western Mediterranean Basin*. Nature, **298**: 5876, 736-739, Londra.
- 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**: 387-400, Roma.
- CHERCHI A., MURRU M. & SIMONE L. (2000) - *Miocene Carbonate Factories in the Syn-rift Sardinia Graben Subbasins (Italy)*. Facies, **43**: 223-240, Erlangen.
- 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. Paris, **298**: 889-894, Paris.
- CILLA G., COLTORTI M. & DRAMIS F. (1994) - *Holocene fluvial dynamics in the mountain areas: the case of the Esino River (Umbro-Marchean Apennine)*. Geogr. Fis. Din. Quat., **17**: 163-174, Genova.
- CILLA M., COLTORTI M., FARABOLLINI P., DRAMIS F., GENTILI B. & PAMBIANCHI G. (1996) - *Fluvial sedimentation in the Early Holocene in the Marchean Valley (Central Italy)*. Il Quaternario, **9** (2): 459-464, Verona.
- CIMINALE M., GALDEANO A., GIBERT D., LODDO M., PECORINI G. & ZITO G. (1985) - *Magnetic survey in the Campidano Graben (Sardinia, Italy): description and interpretation*. Boll. Geofis. Teor. Appl., **27** (107): 221-235, Trieste.
- CITA M.B., ABBATE E., ALDIGHERI B., BALINI M., CONTI M.A., FARLONI P., GERMANI D., GROPELLI G., MANETH P. & PETTI F.M. (2007) - *Catalogo delle formazioni - Unità tradizionali, Carta Geologica d'Italia - 1:50.000*. Quaderni serie III, 7(VI): pp. 318, APAT - Dipartimento Difesa del suolo/Servizio Geologico d'Italia, Roma.
- COCCO G. (1950) - *Il giacimento di magnetite di S. Leone*. Nota I. Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari, **20** (3-4): 208-321, Cagliari.
- COCCO G. & MELONI M. (1949) - *Il caolino di Serrenti-Furtei (Sardegna)*. Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari, **18**, (1948): 84-95, Cagliari.
- COCHERIE A. (1985) - *Interaction manteau-croûte: son rôle dans la genèse d'associations plutonique calco-alcalines, contraintes géochimiques (éléments en trace et isotopes du strontium et de l'oxygène)*. PHD thesis, University of Rennes, Doc. B.R.G.M. n°90, 246 pp, Rennes.
- COCHERIE A., ROSSI PH., FANNING C.M. & GUERROT C. (2005) - *Comparative use of TIMS and SHRIMP for U-Pb zircon dating of A-type granites and mafic tholeiitic layered complexes and dykes from the Corsican Batholith (France)*. Lithos, **82**: 185-219, Amsterdam.
- COCOZZA T. (1967) - *Osservazioni sulla morfologia dei pianori ignimbritici del settore di Narcao (Sulcis, Sardegna sud-occidentale)*. Pubbl. n. 64 Ist. Geol. e Paleont. Univ. Cagliari, 1-10. Atti XX Congr. Geogr. It., Roma 29 marzo-3 aprile 1967, 8 pp, Roma.
- COCOZZA T. (1980) - *The Cambrian of Sardinia*. Mem. Soc. Geol. It., **20** (1979): 163-187, Roma.
- COCOZZA T., CONTI L., COZZUPOLI D., LOMBARDI G. & TRAVERSA G. (1972) - *Le blastomiloniti presso Domus de Maria: problemi relativi al loro significato nel quadro geologico e petrografico della Sardegna meridionale*. Rend. Acc. Naz. Lincei, s.5^a, cl. Sc. Fis. Mat. Nat., **52**: 770-772, Roma.
- COCOZZA T. & GANDIN A. (1976) - *Depositional environments of Lower Cambrian Archeocyathid calcareous lenses of Sant'Angelo (Southwestern Sardinia, Italy)*. Boll. Soc. Geol. Ital., **94** (6), 1975: 2047-2072, Roma.
- COCOZZA T., JACOBACCI A., NARDI R. & SALVADORI I. (1974) - *Schema stratigrafico-strutturale del Massiccio Sardo-Corso e minerogenesi della Sardegna*. Mem. Soc. Geol. It., **13**: 85-186, Roma.
- COCOZZA T. & LEONE F. (1977) - *Sintesi della successione stratigrafica paleozoica della Sardegna sud-occidentale*. In: G.B. VAI (Ed.): «Eскурione in Sardegna 1977. Risultati e commenti». G.L.P., **2** (suppl.): 15-23 pp., Siena.
- COCOZZA T. & MASSOLI NOVELLI R. (1967) - *Due nuovi affioramenti di lave andesitiche nel complesso terziario della Valle del Cixerri (Sardegna sud-occidentale)*. Boll. Soc. Geol. It., **86**: 623-643, Roma.

- COCOZZA T. & MASSOLI NOVELLI R. (1969) - *Rapporti tra il vulcanismo (inframiocenico?) e il complesso continentale fluvio-lacustre oligocenico della Valle del Cixerri (Sardegna sud-occidentale)*. *Giornale di Geologia*, **35** (2): 341-344, Bologna.
- COCOZZA T. & SCHÄFER K. (1974) - *Cenozoic graben tectonics in Sardinia*. In: A. CHERCHI (Ed.): «*Paleogeografia del Terziario sardo nell'ambito del Mediterraneo occidentale*». 23-27 luglio 1973, Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari; 5-34, Cagliari.
- COCOZZA T. & VALERA R. (1966) - *Nuove osservazioni sulla "discordanza cambro-ordoviciana" nella zona di Nebida (Sardegna sud-occidentale)*. *Res. Ass. Min. Sarda*, **71** (7): 58-71, Iglesias.
- COLTORTI M & DRAMIS F. (1995) - *The chronology of Upper Pleistocene stratified slope-waste deposits in Central Italy*. *Permafrost and Periglacial Processes*, **6**: 235-242, Chichester.
- COMASCHI CARIA I. (1949) - *I fossili della Sardegna*. Istituto per gli studi sardi, Università di Cagliari, Tip. Musanti, 410 pp, Cagliari.
- COMASCHI CARIA I. (1959a) - *Il Miocene in Sardegna*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **77**: 183-198, Roma.
- COMASCHI CARIA I. (1959b) - *Le piante fossili della Sardegna*. *Riv. It. Paleont.*, **7**: 122, Milano.
- COMASCHI CARIA I. (1959c) - *Macrofauna e stratigrafia del Miocene della zona di Cagliari*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **78**: 3-36, Roma.
- COMASCHI CARIA I. (1965) - *L'elefante nano del Quaternario di Gonnese (Sardegna sud-occidentale)*. *Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari*, **35**: 1-11, Cagliari.
- COMASCHI CARIA I. (1972a) - *Gli echinidi del Miocene della Sardegna*. *Pubbl. Istit. Geol. Paleont. Univ. Cagliari*, 1-95, Cagliari.
- COMASCHI CARIA I. (1972b) - *I peptinidi del Miocene della Sardegna*. *Pubbl. Istit. Geol. Paleont., Univ. Cagliari*, 1-82, Cagliari.
- CONTE A.M. (1993) - *High temperature amphibole breakdown in calcalkaline subvolcanic rocks from Sarroch District (Sardinia, Italy): implication for mixing processes*. *N. Jb. Miner. Mh.*, **H3**: 133-144, Stuttgart.
- CONTE A.M. (1997) - *Petrology and geochemistry of Tertiary calcalkaline magmatic rocks from the Sarroch district (Sardinia, Italy)*. *Period. Min.*, **66**: 63-100, Roma.
- CONTI L. (1963) - *Lineamenti geopetrografici e giacimentologici delle mineralizzazioni uranifere nei dintorni di S. Leone*. *Per. Mineral.*, **32**: 387-457, Roma.
- CONTI S. (1990) - *Upper Ordovician Bryozoa from Sardinia*. *Palaentol. It.*, **77**: 85-165, Pisa.
- CORRADINI C. (1998) - *Famennian conodonts from two sections near Villasalto*. In: E. SERPAGLI (Ed.): «*Sardinia Guide-book*». ECOS VII, *Giorn. Geologia, Special Issue*, **60**: 122-135, Siena.
- CORRADINI C., FERRETTI A & SERPAGLI E. (2002) - *The Gerrei tectonic unit (SE Sardinia, Italy)*. *Rend. Soc. Paleont. Ital.*, **1** (2002): 69-76, Modena.
- CORRADINI C. & OLIVIERI R. (1996) - *Conodont biostratigraphy of some supplementary sections in the Sardinian "Ockerkalk" (Upper Silurian)*. *Boll. Soc. Nat. Piemonte*, Torino.
- CORTESOGNO L., CASSINIS G., DALLAGIOVANNA G., GAGGERO L., OGGIANO G., RONCHI A., SENO S. & VANOSI M. (1998) - *The Variscan post-collisional volcanism in Late Carboniferous-Permian sequences of Ligurian Alps, Southern Alps and Sardinia (Italy): a synthesis*. *Lithos*, **45**: 305-328, Amsterdam.
- COULON C. (1977) - *Les volcanisme calco-alcalin cénozoïque de Sardaigne (Italie). Pétrographie, géochimie et genèse des laves andésitiques et des ignimbrites - Signification géodynamique*. Tesi dottorato 16 marzo 1977, **1**: 1-385, Université de Droit, d'Economie et des Sciences D'Aix-Marseille III.
- CRUDEN D.M. & VARNES D.J. (1996) - *Landslides types and processes*. In: A.K. TURNER & R.L. SHUSTER (Eds.): «*Landslides: Investigation and Mitigation*». *Trans. Res. Board, Spec. Rep.*, **247**: 36-75, National Academy Press, WA.
- DAANSKARD W., JOHNSEN S.J., CLAUSEN H.B., DAHL-JENSEN D., GUNDERSTRUP N.S., HAMMER C.U., HVIDBERG C.S., STEFFENSEN J.P., SVEINBJORNSDOTTIR A.E., JOUZEL J. & BOND G. (1993) - *Evidence of a general instability of past climate from a 250-kyr ice-records*. *Nature*, **364**: 218-220, London.
- DE CARLI F. (1936) - *Il caolino sardo materia prima nazionale*. *La Chimica e l'Industria*, **17** (6): 399-405, Milano.
- DE LORENZO B. (1893) - *La fauna benthonektonica della pietra leccese (Miocene medio)*. *Rend. Acc. Lincei*, **2**, Roma.

- DEL BONO G.L. (1965) - *Relazione generale su una nuova possibile interpretazione della serie cambrico-ordoviciana dell'Iglesiente*. Res. Ass. Min. Sarda, **70**: 5-80, Iglesias.
- DEL BONO G.L., SALVADORI I. & ZUFFARDI P. (1971) - *Carta Geologica d'Italia, Fogli 224-225 Capo Pecora-Guspini, 1:100.000*. Servizio Geologico d'Italia e Regione Autonoma della Sardegna, Roma.
- DEL MORO A., DI SIMPLICIO P., GHEZZO C., GUASPARRI G., RITA F. & SABATINI G. (1975) - *Radiometric data and intrusive sequence in the Sardinian batholith*. N.Jb. Mineral. Abh. Mh, **126**: 28-44, Stuttgart.
- DEL MORO A., LAURENZI M., MUSUMECI G. & PARDINI G. (1991) - *Rb/Sr and Ar/Ar chronology of the hercynian Mt. Grighini intrusive and metamorphic rocks (central-western Sardinia)*. Plinius, **4**: 121-122, Pisa.
- DEL RIO M., LEONE F. & PITTAU P. (1980) - *Acritarchi siluriani della successione paleozoica di Domusnovas (Sardegna sud-occidentale)*. Mem. Soc. Geol. It., **20** (1979): 289-299, Roma.
- DELAPERRIÈRE E. & LANCELOT J. (1989) - *Datation U-Pb sur zircons de l'orthogneiss du Capo Spartivento (Sardaigne, Italie), nouveau témoin d'un magmatisme alcalin Ordovicien dans le Sud de l'Europe*. C.R. Acad. Sci. Paris, **309** (2): 835-842, Paris.
- DERCOURT J., ZONENSHAIN L.P., RICOU L.E., KAZMIN V.G., LE PICHON X., KNIPPER A.L., GRANDJACQUET C., SBORTSHIKOV I. M., GEYSSANT J., LEPVRIER C., PECHERSKY D.H., BOULIN J., SIBUET J.C., SAVOSTIN L.A., SOROKHTIN O., WESTPHAL M., BAZHENOV M.L., LAUER J.P. & BIJU DUVAL B. (1986) - *Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias. Evolution of the Tethys*. In: AUBOUIN *et alii* (Eds.): Tectonophysics, **123**: 241-315, Amsterdam.
- DERIU M. (1962) - *Stratigrafia, cronologia e caratteri petrochimici delle vulcaniti "oligoceniche" in Sardegna*. Mem. Soc. Geol. Ital., **3**: 675-706, Pavia.
- DESSI R., MANCA F., PINNA G., SANNA G., TEMUSSI I., BALORDI C., CADEL G. & PUXEDDU A. (1990) - *Joint venture Progemisa-SIM per la ricerca dell'oro in Sardegna*. Bollettino Associazione Mineraria Subalpina, **27**: 549-581, Torino.
- DETTORI B., ZANZARI A.R., ZUDDAS P. (1982) - *Le acque termali della Sardegna*. Estratto da PFE Sottoprogetto Energia Geotermica «Studi geologici, idrogeologici e geofisici finalizzati alla ricerca di fluidi caldi nel sottosuolo». 56-86, settembre 1982, Pisa.
- DI SIMPLICIO P., FERRARA G., GHEZZO C., GUASPARRI G., PELLIZZER R., RICCI C.A., RITA F. & SABATINI G. (1975) - *Il metamorfismo e il magmatismo paleozoico della Sardegna*. Rend. Soc. It. Min. Petr., **30** (1974): 979-1068, Milano.
- DI VINCENZO G., ANDRIESEN P.A.M. & GHEZZO C. (1996) - *Evidence of two different components in a Hercynian Peraluminous Cordierite-bearing Granite: the S.Basilio Intrusion (Central Sardinia, Italy)*. J. Petrol., **37**: 1175-1206, Oxford.
- DI VINCENZO G. & GHEZZO C. (1996) - *Geochemistry and Rb/Sr geochronology of the Hercynian peraluminous Sos Canales pluton (Central Sardinia, Italy)*. C. R. Acad. Sci. Paris, **319**: 783-790, Paris.
- DUNNET D. (1969) - *Deformation In the Paleozoic rocks of Iglesias, SW Sardinia*. PhD Thesis, Imperial College of London.
- ENDELL H. & ERBSLOCH R. (1931) - *I caolini di M. Porceddu*. Il Corriere dei Ceramisti, **7**: Perugia.
- FANNI S., GANDIN A., GRILLO S.M., LIPPI F., MARRAS G., SALVADORI I. & TOCCO S. (1982a) - *La piattaforma carbonatica cambriaca della Sardegna sud-occidentale: sedimentazione e deposizione metallifera*. Mem. Soc. Geol. It., **22** (1981): 123-137, Roma.
- FANNI S., MURRU M., SALVADORI A. & SARRIA E. (1982b) - *Nuovi dati strutturali sul bacino del Sulcis (Sardegna SW)*. Ind. Miner., **4**: 25-31, Roma.
- FERRARA G., RICCI C.A. & RITA F. (1978) - *Isotopic ages and tectono-metamorphic history of the metamorphic basement of north-eastern Sardinia*. Contr. Min. Petr., **68**: 99-106, Berlino.
- FERRETTI A., GNOLI M., KRIZ J. & SERPAGLI E. (1995) - *The Silurian and early Devonian in south-western Sardinia*. In: A. CHERCHI (Ed.): «Guide-book to Global Changes and Platform Communities». 6th Paleobenthos International Symposium, October 25-31, 1995. Rend. Sem. Fac. Sci. Univ. Cagliari, suppl., **65**: 106-117, Cagliari.

- FERRETTI A., HAMMAN W. & SERPAGLI E. (2000) - *La collocazione paleobiogeografica della Sardegna nel tardo Ordoviciano: nuovi dati*. In: «Crisi biologiche, radiazioni adattative e dinamica delle piattaforme carbonatiche». Acc. Naz. Sci. Lett. Arti di Modena; Collana di studi **21**: 105-109, Modena.
- FERRETTI A. & SERPAGLI E. (1996) - *Geological outline, community sequence and paleoecology of the Silurian of Sardinia*. Riv. It. Paleont. Strat., **102**: 353-362, Milano.
- FERUGLIO E. (1924) - *Sulla morfologia del Campidano*. Boll. Soc. Geol. It., **43**, Roma.
- FILINDEU M.L.P. (1998) - *Studio idrogeologico di un settore del Campidano centrale compreso fra i centri abitati di S. Gavino Monreale e Pabillonis (Sardegna centro-occidentale)*. Univ. di Cagliari (tesi di laurea inedita). Cagliari.
- FIORI M., GARBARINO C., GRILLO S.M., PRETTI S., URAS I. & MARINI C. (1988) - *Polymetallic mineralization associated with the leucogranites of M.te Arcosu (SW Sardinia, Italy)*. Rend. Soc. It. Miner. Petrol., **43** (2): 531-542, Milano.
- FIORI M., GARBARINO C., PADALINO G. & MASI U. (1986) - *Chemical features of wallrocks from Mowshowings of Sardinia (Italy)*. Rend. Soc. It. Miner. Petrol., **41**: 25-39, Milano.
- FIORI M., GRILLO S.M., MARCELLO A. & PRETTI S. (1994) - *Le mineralizzazioni metallifere ed i minerali industriali del distretto Monastir-Furtei*. L'Industria Mineraria, **15**(5): 16-30, Roma.
- FIORI M., GRILLO S.M. & PORCU R. (1991) - *Indizi di mineralizzazioni a solfuri al contatto tra rocce carbonatiche cambriche e vulcaniti terziarie Sardegna sud-occidentale (Italia)*. Ind. Min., **5**: Roma.
- FORNACIARI E., DI STEFANO A., RIO D. & NEGRI A. (1996) - *Middle Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the Mediterranean region*. Micropaleontology, **42**: 37-63, New York.
- FUNEDDA A., CARMIGNANI L., PASCI S., PATTA E.D., URAS V., CONTI P. & SALE V. (2009) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 556 Assemini*. ISPRA Servizio Geologico d'Italia, Regione Autonoma Sardegna, 192 pp., Roma.
- FUNEDDA A., OGGIANO G. & PASCI S. (2000) - *The Logudoro basin: a key area for the tertiary tectono-sedimentary evolution of North Sardinia*. Boll. Soc. Geol. It., **119**(1): 37-38, Roma.
- GANDIN A. (1980) - *Analisi sedimentologica preliminare della parte superiore della Formazione di Gonnese e della parte inferiore della Formazione di Cabitza (Cambriano inferiore e medio della Sardegna)*. Mem. Soc. Geol. It., **20** (1979): 395-404, Roma.
- GANDIN A. (1989) - *Depositional and paleo-geographic evolution of the Cambrian in South-West Sardinia*. In: F.P. SASSI & R. BOURROUILLH (Eds.): «Correlation of Prevariscan and variscan events of the Alpine-Mediterranean mountains belts». I.G.C.P. Project No. 5 Newsletter, **7** (1987): 151-166, Padova.
- GANDIN A., PADALINO G., TOCCO S. & VIOLO M. (1974) - *Un esempio di deposizione stratiforme di barite nella "dolomia rigata" del Cambrico della Sardegna occidentale. Tentativo di correlazione tra l'ambiente di sedimentazione e la precipitazione del solfato di bario*. Boll. Soc. Geol. It., **92** (1973): 329-354, Roma.
- GANDIN A., PADALINO G. & VIOLO M. (1975) - *Correlation between sedimentation environment and ore prospecting. Sedimentological and ore-genesis studies of Cambrian "arenarie" and "dolomie rigate" formations (Sardinia-Italy): deposition and concentration of barite in a evaporitic environment*. Rend. Soc. It. Min. Petr., **30** (1974): 251-303, Milano.
- GARBARINO C., LIRER L., MACCIONI L. & SALVADORI I. (1990) - *Isola di San Pietro: Carloforte. Cenni di Geologia e vulcanologia*. 67 pp., Della Torre Ed., Cagliari.
- GARBARINO C., MACCIONI L., PADALINO G., TOCCO S. & VIOLO M. (1991) - *Le mineralizzazioni stratiformi di solfuri misti della Sardegna centrale quale prodotto di un vulcanismo di margine continentale di età ordoviciano: proposta di un modello geodinamico e genetico*. Boll. Soc. Geol. It., **22**: 145-150, Roma.
- GENNARI P. (1867) - *Note paleontologiche della Sardegna, ossia rassegna dei fossili raccolti nelle varie formazioni dell'isola e deposti nel gabinetto mineralogico-geologico della R. Università di Cagliari*. Tip. Corriere di Sardegna, 24 pp., Cagliari.
- GEZE E. (1955) - *Sur les rapports géologiques entre Languedoc et Sardaigne*. Boll. Soc. Geol. It., **71** (1952): 144-147, Roma.

- GHEZZO C., GUASPARRI G., RICCOBONO F., SABATINI G., PRETTI S. & URAS I. (1981) - *Le mineralizzazioni a molibdeno associate al magmatismo intrusivo ercinico della Sardegna. I rapporti con le plutoniti ed i fenomeni di alterazione-mineralizzazione*. Rend. Soc. It. Miner. Petrol., **38** (1): 133-145, Milano.
- GHEZZO C. & ORSINI J.B. (1982) - *Lineamenti strutturali e composizionali del batolite ercinico sardo-corsico in Sardegna*. In: L. CARMIGNANI, T. COCOZZA, C. GHEZZO, P.C. PERTUSATI & C.A. RICCI (Eds.): «Guida alla Geologia del Paleozoico Sardo». Guide Geologiche Regionali, Soc. Geol. It.; 165-181, Roma.
- GIBBS A.D. (1984) - *Structural evolution of extensional basin margins*. J. Geol. Soc. London, **141**: 609-620, Londra.
- GIOVANNONI M.A. & ZANFRÀ S. (1979) - *Studio di brachiopodi ordoviciani della Sardegna meridionale*. Boll. Serv. Geol. d'It., **99**: 85-232, (1978), Roma.
- GIRAUDI C. & FREZZOTTI M. (1997) - *Late Pleistocene glacial events in the Central Apennines, Italy*. Quaternary research, **48**: 280-290, Washington.
- GNOLI M. (1993) - *Occurrence of middle-late Silurian nautiloids from San Basilio area (Gerrei, SE Sardinia)*. Boll. Mus. Reg. Piemonte Sc. Nat., **10** (2): 265-269, Torino.
- GNOLI M., KRIZ F., LEONE F., OLIVIERI R., SERPAGLI E. & STORCH P. (1990) - *Lithostratigraphic units and biostratigraphy of the Silurian and early Devonian of the southwest Sardinia*. Boll. Soc. Paleont. It., **23**: 221-238, Modena.
- GNOLI M., LEONE F., OLIVIERI R. & SERPAGLI E. (1988) - *The Mason Porcus section as reference section from Uppermost Silurian-Lower Devonian in SW Sardinia*. Boll. Soc. Paleont. It., **27**: 323-334, Modena.
- GOLUBIC S., VIOLANTE C., FERRERI V. & D'ARGENIO B. (1993) - *Algal control and early diagenesis in Quaternary travertine formation (Rocchetta a Volturmo, Central Apennines)*. Boll. Soc. Paleont. It., vol.spec., I: 231-247, Modena.
- GORTANI M. (1922) - *Faune paleozoiche della Sardegna. Parte I. Le Graptoliti di Goni*. Palaeontographia Italica, **28**: 51-67, Pisa.
- GORTANI M. (1923) - *Osservazioni sul Paleozoico della Sardegna*. Boll. Soc. Geol. It., **41**: 362-371, Roma.
- GORTANI M. (1935) - *Appunti su recenti oscillazioni del suolo della Sardegna meridionale*. Atti XII Congr. Geogr. It. in Sardegna (1934), Cagliari.
- GORTANI M. & LIPPARINI T. (1935) - *Osservazioni su alcuni spianamenti e terrazzi della Sardegna meridionale*. Nota preliminare. Rend. Acc. Ist. Bologna, **39**, Bologna.
- GOUDIE A., S., VILES H.A. & PENTECOST A. (1993) - *The late Holocene Tufa decline in Europe*. The Holocene Quaternary Research, **3**: 181-186, Washington.
- GRILLO S.M., MAZZELLA A., MELIS F., PORCU R., PRETTI S., RIVOLDINI S., URAS I., CARCANGIU G., FADDA S., FIORI M., PALOMBA M. & MARINI C. (1986) - *Mineralizzazioni a solfuri associate alle vulcaniti terziarie della Sardegna. Nota I: primi risultati della prospezione dell'area di Perdaxius*. Rend. Soc. It. Min. Petr., **41** (2): 369-383, Milano.
- GRILLO S. M., MAZZELLA A. & URAS I. (1979) - *Studi sulla piattaforma sarda: sabbie metallifere, attività di ricerca e primi risultati*. Atti Convegno Scientifico Nazionale Progetto Finalizzato Oceanografia e Fondi Marini, Roma 5-7 marzo 1979; 589-611, Roma.
- GRILLO S.M., TOCCO S. & GARBARINO C. (1985) - *Il calcare ceroide della sequenza cambrica della piattaforma carbonatica della Sardegna sud-occidentale. Nuove osservazioni*. In: T. COCOZZA & C.A. RICCI (Eds.): «L'evoluzione stratigrafica, tettonica, metamorfica e magmatica del Paleozoico italiano». Siena, 13-14 dicembre 1985; 37-38, Siena.
- GUASPARRI R., RICCOBONO F. & SABATINI G. (1981) - *Considerazioni sul magmatismo intrusivo ercinico e le connesse mineralizzazioni in Sardegna*. Rend. Soc. It. Min. Petr., **38**: 488-490, Milano.
- GUASPARRI G., RICCOBONO F. & SABATINI G. (1984a) - *Leucogranites of the sardinian batholith: petrologic aspects and their relevance to metallogenesis*. Period. Min., **53**: 17-52, Roma.
- GUASPARRI G., RICCOBONO F. & SABATINI G. (1984b) - *Hercynian Mo-Mineralizations of porphyry-style in the Sardinian Batholith. A discussion on the genesis and a comparison with other deposits of the family*. Rend. Soc. It. Miner. Petrol., **39**: 629-648, Milano.

- GUZZETTI F., MARCHETTI M. & REICHENBACH P. (1977) - *Large alluvial fans in the north-central Po Plain (Northern Italy)*. *Geomorphology*, **18**: 119-136, Amsterdam.
- HAMMAN W. & LEONE F. (1997) - *Trilobites of the "post-Sardic" (Upper Ordovician) sequence of southern Sardinia, Italy*. *Beringeria* part 1, 218 pp., Wurzburg.
- HAVLÍČEK V., KRÍZ J. & SERPAGLI E. (1986) - *Upper Ordovician brachiopod assemblages of the Carnic Alps, Middle Carinthia and Sardinia*. *Boll. Soc. Paleont. It.*, **25** (3): 277-311, Modena.
- HAVRE H. (1932) - *Tectonique de l'Iglesiente*. *Res. Ass. Min. Sarda*, **37**: 4-12, Iglesias.
- HELMCKE D. (1973) - *Schichtgebundene NE-Metall- und F-Ba-Lagerstätten im Sarrabus-Gerrei-Gebiet, SE-Sardinien. II. Bericht: Zur Stratigraphie des Silurs und Unterdevon der Lagerstättenprovinz Sarrabus-Gerrei*. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte*, **9**: 529-554, Stuttgart.
- HODELL D.A., MUELLER P.A. & GARRIDO J.R. (1991) - *Variations in the strontium isotopic composition of seawater during the Neogene*. *Geology*, **19**: 24-27, Boulder.
- IACCARINO S., D'ONOFRIO S. & MURRU M. (1985) - *Miocene foraminifera of several sections of the Marmilla area (Central Western Sardinia)*. *Boll. Soc. Paleont. It.*, **23**: 395-412, Modena.
- IRVINE T.N. & BARAGAR W.R.A. (1971) - *A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks*. *Canadian Journal of the Earth Sciences*, **8**: 523-548, Ottawa.
- ISSC - INTERNATIONAL SUBCOMMISSION ON STRATIGRAPHIC CLASSIFICATION (1987) - *Unconformity-bounded stratigraphic units*. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **98**: 232-237, Boulder.
- ISSC - INTERNATIONAL SUBCOMMISSION ON STRATIGRAPHIC CLASSIFICATION (1994) - *International Stratigraphic Guide*. *Int. Un. Geol. Sci., Geol. Soc. of America*: 214 pp., Boulder.
- ISSEL A. (1914) - *Lembi fossiliferi quaternari e recenti osservati nella Sardegna meridionale dal Prof. D. Lovisato*. *Rend. Acc. Naz. Lincei, Cl. Sc. Fis. Mat. Nat.*, **23**: 759-770, Roma.
- JÄEGER H. (1977) - *The Silurian boundary in Turingia and Sardinia*. In: A. MARTINSSON (Ed.): *«The Silurian-Devonian boundary»*. *Series A, Int. Union Geol. Sci.*, 117-125, Stuttgart.
- JUNKER E. & SCHNEIDER H.H. (1983) - *The Infra-Cambrian Bithia Formation. Its facies development in SW Sardinia*. *N.Jb. Palaont. Mh.*, **24**: 369-384, Stuttgart.
- KORACH M. (1931) - *I caolini e le terre refrattarie della Sardegna*. *Soc. Ceramica Industriale*, 47 pp., Roma.
- LASKE R., BECHSTADT T. & BONI M. (1994) - *The post-Sardic ordovician series*. In: T. BECHSTADT & M. BONI (Eds.): *«Sedimentological, stratigraphical and ore deposits field guide of the autochthonous cambro-ordovician of southwestern Sardinia»*. *Memorie descrittive della Carta Geologica d'Italia. Serv. Geol. D'It.*, **48**: 115-146, Roma.
- LATTANZI P. (1999) - *Epithermal precious metal deposits of Italy: an overview*. *Mineralium Deposita*, **34** (5-6): 630-638, New York.
- LAURO C. (1954) - *Brevi notizie sui risultati di uno studio sul vulcanico del bacino carbonifero di Carbonia (Sardegna sud-occidentale)*. *Pubbl. Fac. Ing. Univ. Cagliari Mem.*, **7**: 26 pp., Cagliari.
- LAURO C. (1965) - *Su un'esile vena piombifera nel settore caolinifero di Furtei, in Sardegna*. In: *«Problemi Geominerari, Saggi in onore di Antonio Cavinato»*. *Atti e Rassegna Tecnica Società Ingegneri e Architetti in Torino*; 5-9, Torino.
- LAUZAC F. (1969) - *Contribution à l'étude géologique des minéralizations plomb-zincifères du sud-ouest de la Sardaigne*. *Thèse Fac. Sc. Univ. Clermont*, **90**, ser. E: 358 pp, Clermont.
- LA MARMORA A. (1857) - *Voyage en Sardaigne, Troisième partie. Description Géologique et Paléontologique*. *Bocca impr. Royale*, 2 volumi, 707-782 pp., Torino.
- LE BAS M.J., LE MAITRE E.W., STRECKEISEN A. & ZANETTIN B. (1986) - *A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram*. *Journal Petrology*, **27**: 745-750, Oxford.
- LECCA L., LONIS R., LUXORO S., MELIS E., SECCHI F. & BROZZU P. (1997) - *Oligo-Miocene volcanic sequences and rifting stages in Sardinia: a review*. *Per. Mineral.*, **66**: 7-61, Roma.
- LECCA L., PALMERINI V. & ZUDDAS P. (1983) - *Le peliti dei calcari nodulari di Gutturu Pala e di altri affioramenti dell'Iglesiente (Sardegna sud-occidentale)*. *Per. Mineral.*, **52**: 97-116, Roma.
- LEONE F., FERRETTI A., HAMMAN W., LOI A., PILLOLA G.L. & SERPAGLI E. (1998) - *Outline of the post-Sardic Ordovician sequence in South-western Sardinia*. In: E. SERPAGLI (Ed): *«Sardinia Guidebook, ECOS VII»*. *Giorn. Geologia*, **60** (Spec. Issue): 39-56, Bologna.

- LEONE F., FERRETTI A., HAMMAN W., LOI A., PILLOLA G.L. & SERPAGLI E. (2002) - *A general view on the post-Sardic Ordovician sequence from SW Sardinia*. Rend. Soc. Paleont. It., **1**: 51-68, Modena.
- LEONE F., HAMMANN 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. It., **30** (2): 201-235, Modena.
- LEONE F., LOI A. & PILLOLA G.L. (1995) - *The post-sardic Ordovician sequence in south-western Sardinia*. In: A. CHERCHI (Ed.): «*Guide-book to Global Changes and Platform Communities*». 6th Paleobenthos International Symposium, october 25-31 1995. Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari, suppl. Vol. **65**: 81-106, Cagliari.
- LETOUZEY J. & TREMOLIERES P. (1984) - *Paleo-stress field around the Mediterranean since the Mesozoic from microtectonic. Comparison from plate tectonic data*. Rock Mechanics, **9**: 172-192, Wien.
- LETOUZEY J., WANNESON J. & CHERCHI A. (1982) - *Apport de la microtectonique au problème de la rotation du bloc corso-sarde*. C. R. Acad. Sc. Paris, **294**: 595-602, Paris.
- LOI A. & DABARD M.P. (1997) - *Zircon typology and geochemistry in the palaeogeographic reconstruction of the Late Ordovician of Sardinia (Italy)*. Sedimentary Geology, **112**: 263-279, Amsterdam.
- LOI A., PILLOLA G.L. & LEONE F. (1995) - *The Cambrian and early Ordovician of the south-western Sardinia*. In: A. CHERCHI (Ed.): «*Guide-book to Global Changes and Platform Communities*». 6th Paleobenthos International Symposium, october 25-31 1995. Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari, suppl. Vol. **65**: 63-81, Cagliari.
- LOMBARDI G., MATTIAS P. & URAS I. (1977) - *Guidebook for the excursion in Italy. Working Group "Genesis of Kaolins"*. VIII International Kaolin Symposium and Meeting on Alunite. Madrid-Rome September 7-16, 1977; 3-10, Madrid-Rome.
- LOVISATO D. (1885) - *Il Pliocene non esiste nel sistema collinesco di Cagliari*. Boll. Com. Geol. It., XVI, Roma.
- LOVISATO D. (1894) - *Il Devoniano nel Gerrei (Sardegna)*. Atti Acc. Naz. Lincei, Rend. Cl. Sc. Fis. Mat. e Nat., **3**: 131-135, Roma.
- LOVISATO D. (1900) - *Fayalite alterata delle granuliti di Villacidro*. Rend. R. Acc. Naz. Lincei, **60**: 10-13, Roma.
- LUDWIG R. & TURI B. (1989) - *Paleozoic age of Capo Spartivento orthogneiss, Sardinia*. Chemical Geology, **79**: 147-153, Amsterdam.
- LUNEBURG C.M. & LEBIT H.D.W. (1998) - *The development of a single cleavage in an area of repeated folding*. J. Struct. Geol., **20**: 1531-1548, Oxford.
- 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.
- MACCAGNO A.M. (1965) - *Contributo alla conoscenza della fauna ordoviciana della Sardegna. Gli echinodermi di Portixeddu*. Atti Acc. Sc. Fis. Mat. Napoli, **5**: 149-195, Napoli.
- MACCIONI L. (1969) - *Ialoclastiti e "pillow" lave nel Miocene della Marmilla*. Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari, **39**: 207-220, Roma.
- MACCIONI L. (1974) - *Nuovi rinvenimenti di lave a cuscino nel Miocene della Marmilla (Sardegna centro-occidentale)*. Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari, **43**: 277-282, Cagliari.
- MACCIONI L., MARCHI M. & ASSORGIA A. (1990) - *Carta geopedrografica dell'isola di S. Antioco*. SELCA, Firenze.
- MACERA P., CONTICELLI S., DEL MORO A., DI PISA A., OGGIANO G. & SQUADRONE A. (1989) - *Geochemistry and Rb/Sr ages of syn-tectonic peraluminous granites of Western Gallura, Northern Sardinia: constraints on their genesis*. Per. Mineral., **58**: 25-43, Roma.
- MALATESTA A. (1954) - *Primo dente di elefante rinvenuto in Sardegna*. Quaternaria, **1**: 97-103, Roma.
- MARCELLO A. (1968) - *Bibliografia geo-mineraria del Cambro-Ordoviciano inferiore della Sardegna*. Stab. Edit.; 252 pp., Fossataro, Cagliari.

- MARCHESE E. (1862) - *Cenno sulle ricchezze minerali dell'Isola di Sardegna, ad intelligenza delle collezioni dei minerali utili che si rinvencono nei suoi terreni*. 97 pp., Tip. Timon, Cagliari.
- MARINI A., MURRU M. & PANI M.C. (1980) - *Significato neotettonico della Formazione di Samassi (Sardegna meridionale)*. Boll. Soc. Sarda Sci. Nat., **19**: 57-67, Sassari.
- MARINI C. & MELIS M.F. (1980) - *Le mineralizzazioni stratiformi a solfuri misti della serie paleozoica del Fluminese*. Rend. Soc. It. Min. Petr., **37**: 541-555, Milano.
- MARINI C., MURRU M. & PANI M.C. (1992) - *Il distretto caolinifero di Serrenti-Furtei (Sardegna meridionale). Nota II: I giacimenti di Monte Coronas Arrubias e S'Allumini*. Boll. Soc. Geol. It., **111**: 423-435, Roma.
- MARINI C. & SANNA G. (1978) - *Il Postgotlandiano di Cuccurdoni Mannu (Villacidro-Sardegna sud-occidentale)*. Rend. Sem. Fac. Sc. Cagliari, **48**: 203-223, Cagliari.
- MAROCCO R. (1991) - *Evoluzione tardopleistocenica-olocenica del delta del Fiume Tagliamento e delle lagune di Marano e Grado (Golfo di Trieste)*. Il Quaternario, **4** (1b): 223-232, Napoli.
- MARTINI E. (1971) - *Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation*. Proc. 2nd Plankt. Confer., **2**: 739-785, Roma.
- MARTINI I.P., TONGIORGI M., OGGIANO G. & COCOZZA T. (1991) - *Ordovician alluvial fan to marine shelf transition in SW Sardinia, Western Mediterranean Sea: tectonically ("Sardic phase") influenced clastic sedimentation*. Sedimentary Geology, **72**: 97-115, Amsterdam.
- MARTINIS B. (1969) - *Italia. Sardegna (Ricerca petrolifera)*. Enciclopedia del petrolio, ENI, **6**, Milano.
- MASSOLI NOVELLI R. (1965) - *Studio geopetrografico dell'area vulcanica di Sarroch. Nota I - Le andesiti*. La Ricerca Scientifica, **8** (6): 1577-1596, Roma.
- MASSOLI NOVELLI R. (1967) - *Studio geopetrografico dell'area vulcanica di Sarroch. Nota II - I conglomerati vulcanici*. Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari, **37** (1-2): 125-141, Cagliari.
- MASSOLI NOVELLI R. (1969) - *Studio geopetrografico dell'area vulcanica di Sarroch-Pula (Cagliari). Nota III - Su un filone dacitico*. Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari, **38** (1968) (3-4): 203-212, Cagliari.
- MASSOLI NOVELLI R. & PALMERINI V. (1971) - *Studio mineralogico e sedimentologico di alcune litofaccies sedimentarie delle zone di Sarroch-Pula e del Cixerri (Sardegna Sud-occidentale)*. Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari, **40** (3-4): 425-451, Cagliari.
- MATTE P. (1986a) - *La chaîne varisque parmi les chaînes paléozoïques pèri atlantiques, modèle d'évolution et position des grands blocs continentaux au Permo-Carbonifère*. Bull. Soc. géol. France, **8**: 9-24, Paris.
- MATTE P. (1986b) - *Tectonics and plate tectonics model for the Variscan belt of Europe*. Tectonophysics, **126**: 329-374, Amsterdam.
- MAXIA C. (1941) - *Bibliografia mineraria della Sardegna*. Ist. per gli Studi Sardi, Ist. Geol. Univ. Cagliari, 248 pp., Cagliari.
- MAXIA C. (1958) - *Malacofauna oligotipica di età paleogenica della valle del Cixerri*. Ist. Geol. Paleont., Univ. Roma, **35**: 1-19, Roma.
- MAXIA C. & PECORINI G. (1968) - *Il Quaternario della Sardegna*. Atti del X° Congr. Internaz. di Studi Sardi (Simposio sul Quaternario della Sardegna): 59-69, Cagliari.
- MAXIA M. (1984) - *Segnalazione di potenti successioni carbonifere marine nella Sardegna meridionale*. Rend. Soc. Geol. It., **6**: 21-24, Roma.
- MAZZOLI C. & VISONÀ D. (1992) - *The gneisses of Monte Filau (Capo Spartivento, SW Sardinia): petrographic and chemical features*. In: L. CARMIGNANI & F.P. SASSI (Eds.): «Contribution to the Geology of Italy with special regard to the Paleozoic basement». A volume dedicated to Tommaso Cocozza. I.G.C.P. Project No. 276 Newsletter, **5**: 175-182, Siena.
- MAZZUCHELLI M. & MINZONI N. (1989) - *Age and geochemical features of the "Cataclastic gneisses" and "porphyroids" of Southern and Central Sardinia*. In: F.P. SASSI & R. BOURROUILH (Eds.): «Correlation of prevariscan and variscan events of the Alpine-Mediterranean mountains belt», I.G.C.P. Project No 5 Newsletter, **7** (1987): 203-209, Padova.
- MCARTHUR J.M. (1994) - *Recent trends in strontium isotope stratigraphy*. Terra Nova, **6**: 336-358, Oxford.

- McARTHUR J.M. (1997) - *Strontium isotope stratigraphy*. In : P. DOYLE & M.R. BENNET (Eds.): «*Unlocking the stratigraphical Records*». 241-242, J. Wiley e Sons, New York.
- McDONOUGH W.F., SUN S.S., RINGWOOD A.E., JAGOUTZ E. & HOFMANN A.W. (1992) - *Potassium, rubidium and cesium in the Earth and Moon and the evolution of the mantle of the Earth*. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **56**: 1001-1012, London.
- MENEGHINI G. (1880) - *Nuovi fossili siluriani di Sardegna*. *Mem. Acc. Lincei ser. 3*, **5**: 216-229, Roma.
- MESCHEDE M. (1986) - *A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zn-Y diagram*. *Chem. Geol.*, **56**: 207-218, Amsterdam.
- MIALL A.D. (1985) - *Architectural element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits*. *Earth Science Review*, **22**: 261-308, Amsterdam.
- MIALL A.D. (1996) - *The geology of fluvial deposits*. Springer-Verlag Ed.; 582 pp., Berlino.
- MINUCCI E. (1935a) - *Le condizioni del Paleozoico nel Sulcis orientale (Sardegna)*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **54** (1): 75-87, Roma.
- MINUCCI E. (1935b) - *Morfologia e vulcanesimo nella valle del Cixerri*. *Atti XII Congr. Geogr. It. in Sardegna (1934)*, Cagliari.
- MINUCCI E. (1935c) - *La regione vulcanica del Cixerri in Sardegna*. *Boll. R. Uff. Geol. d'It.*, **60**: 1-24, Roma.
- MINZONI N. (1975) - *La serie delle formazioni Paleozoiche a sud del Gennargentu*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **94**: 347-365, Roma.
- MINZONI N. (1981) - *Precambriano nel Sulcis meridionale (Sardegna)*. *Miner. Petrogr. Acta*, **24**: 51-56, Bologna.
- MIYASHIRO A. (1975) - *Volcanic rock series and tectonic setting. Annual review of earth and planetary Science*, **3**: 51-269, Amsterdam.
- MONTALDO P. (1950) - *Sulla tettonica quaternaria del Campidano di Cagliari (nota preliminare)*. Comunicazione LIV Riunione estiva, 1950, Fasc. III, Roma.
- MONTALDO P. (1959a) - *Carta geologica del Campidano centrale in scala 1:50.000*. Rapporto R.A.S. Assessorato Industria e Commercio, Univ. Cagliari Ist. Geol. Applicata; 20 pp., Cagliari.
- MONTALDO P. (1959b) - *Sui terrazzamenti delle alluvioni antiche «alluvioni terrazzate» della Sardegna e sull'idrografia superficiale e sotterranea dei depositi quaternari*. Appendice: sulla variabilità dei regimi di erosione in dipendenza del «livello di base». *Res. Ass. Min. Sarda*, **63** (3-4): 1-27, Iglesias.
- MORRA V., SECCHI F.A. & ASSORGIA A. (1994) - *Petrogenetic significance of peralkaline rocks from Caenozoic calcalkaline volcanism from SW Sardinia*. *Chemical Geology*, **118**: 109-142, Amsterdam.
- MORTEANI G., MOLLER P. HOEFS J. (1986) - *Rare earth element and oxygen isotope studies of altered variscan granites: the Western Harz (Germany) and Southern Sardinia (Italy)*. *Chemical Geology*, **54**: 53-68, Amsterdam.
- MOZZI P. (2005) - *Alluvial plain formation during the Late Quaternary between the Southern Alpine margin and the Lagoon of Venice (Northern Italy)*. *Geogr. Fis. Din. Quat. In: «Atti del Convegno Montagne e Pianure»*. **7**: 219-238, Pisa.
- MURGIA M.V., AIOLFI C., CASULA G., COSTA V., GAIANI A., GORZA M., PISCHEDDA R., SARRIA E.A., SCOTTI P. & VALENTI G. (1993) - *Valutazione del potenziale petrolifero del Campidano. Rapporto finale: valutazione geomineraria*. J.V. AGIP S.p.A. & Progemisa S.p.A., Rapporto interno inedito, 44 pp., S. Donato Milanese.
- MURRU M. (1983) - *Presenza di Pliocene inferiore nel sottosuolo di Quartu Sant'Elena (Cagliari)*. *Boll. Soc. Sarda Sc. Natur.*, **22**: 93-98, Sassari.
- MURRU M. & FERRARA C. (1999) - *I depositi continentali paleocenici della Sardegna meridionale ed il loro significato paleoclimatico*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **118** (2): 389-393, Roma.
- MURRU M. & SALVADORI A. (1990) - *Ricerche stratigrafiche sul bacino paleogenico del Sulcis (Sardegna sud-occidentale)*. *Geologica Romana*, **26** (1987): 149-165, Roma.
- MURRU M. & SALVADORI A. (1991) - *Presenza di sedimenti lacustri intercalati in vulcaniti oligo-mioceniche della Sardegna meridionale*. *Riv. It. Paleont. Strat.*, **96** (4): 501-504, Milano.

- MUSSI M., MELIS R.T. & MAZZELLA G. (2003) - *Oscillazioni climatiche e presenza umana tra Tardi-glaciale e Olocene*. Atti della XXXVI Riunione scientifica dell'Istituto Italiano di Preistoria e protostoria, pag. 65-79, Grotta di Pozzo, L'Aquila.
- NAUD G. (1979) - *Les shales de Rio Canoni, formation-repère fossilifère dans l'Ordovicien supérieur de Sardaigne orientale. Conséquences stratigraphiques et structurales*. Bull. Soc. Géol. France, **21**: 155-159, Paris.
- NAUD G. (1981) - *Confirmation de l'existence de la discordance angulaire anté-ordovicienne dans le Sarrabus (Sardaigne sud-orientale): conséquences géodinamiques*. C.R. Acad. Sc., Paris, **292**: 1153-1156, Paris.
- NAUD G. & PITTAU DEMELIA P. (1985) - *Première découverte d'Acritarches du Cambrien moyen a supérieur basal et du Tremadoc-Arenigien dans la basse vallée du Flunendosa: mise en évidence d'un nouveau témoin de la Phase sarde en Sardaigne orientale*. In: T. COCOZZA & C.A. RICCI (Eds): «Gruppi di lavoro del CNR: "Paleozoico" e "Evoluzione magmatica e metamorfica della crosta fanerozoica"». Riunione Scientifica, Geschiebe. Staringia I: 1-50, Oldenzaal.
- NOVARESE V. (1914) - *Il rilevamento geologico delle tavolette Iglesias e Nebida*. Boll. R. Com. Geol. Italiano, **44**: 29-59, Roma.
- NOVARESE V. (1919) - *Il Cambriano dell'Iglesiente*. Rend. R. Acc. Lincei, **29**, Roma.
- NOVARESE V. (1925) - *Contributo alla geologia dell'Iglesiente: la serie Paleozoica*. Boll. R. Uff. Geol. d'It., **49** (1921-24): 1-107, Roma.
- NOVARESE V., PILOTTI C., FIORENTINI L. & PULLO G. (1919) - *Carta Geologica d'Italia, Tav. 233 IV NW-Iglesias, 1:25.000*. Servizio Geologico d'Italia, Roma.
- NOVARESE V., PILOTTI C., FIORENTINI L., PULLO G., TESTA L., TARICCO M., CATALISANO S. & MINUCCI E. (1938) - *Carta Geologica d'Italia, Foglio 233-Iglesias, 1:100.000*. Servizio Geologico d'Italia, Roma.
- NOVARESE V. & TARICCO M. (1923) . *Cenni sommari sul Paleozoico dell'Iglesiente*. Boll. Soc. Geol. It., **4**: 316-325, Roma.
- ODIN G.S. (1994) - *Geological Time Scale (1994)*. C. R. Acad. Sci. Paris, **318** (II): 59-71, Paris.
- OGGIANO G. & DI PISA A. (1988) - *I graniti peralluminiferi sintettonici nell'area di Aggius-Trinità d'Agultu e loro rapporti con le metamorfiti di alto grado della bassa Gallura (Sardegna Set-entrionale)*. Boll. Soc. Geol. It., **107**: 471-480, Roma.
- OLIVIERI R. (1970) - *Conodonti e zonatura del Devoniano superiore e riconoscimento di Carbonifero inferiore nei calcari di Corona Mizziu (Gerrei-Sardegna)*. Boll. Soc. Paleont. It., **8**: 63-152, Modena.
- ORI G.G. (1993) - *Continental depositional systems of the Quaternary of the Po Plain (northern Italy)*. Sedimentary Geology, **83**: 1-14, Amsterdam.
- ORSINI J.B. (1976) - *Les granitoides hercyniennes corso-sarde. Mise en évidence de deux associations magmatique*. Bull. Soc. Geol. Fr., **18**: 1203-1206, Paris.
- ORSINI J.B. (1980) - *Le batholite corso-sarde: anatomie d'un batholite hercynien. Composition, structure, organisation d'ensemble. Sa place dans la chaîne Varisque française*. Ph. D. Thesis, Univ. Aix-Marseille III.
- OZER A. & ULZEGA A. (1982) - *Sur la répartition des éboulis ordonnés en Sardaigne*. In: «Compte rendu du symposium Périglaciaire et Paléogéographie du Quaternaire». Belgique-Pays Bas 1978, 259-265, Liège.
- PADALINO G., PRETTI S., TAMBURRINI D., TOCCO S., URAS I., VIOLO M. & ZUFFARDI P. (1972) - *Carsismi e mineralizzazioni*. Rend. Soc. It. Miner. Petrol., **28** (5): 209-220, Milano.
- PALA A., PECORINI G., PORCU A. & SERRA S. (1982) - *Geologia e idrogeologia del Campidano*. In: «Ricerche Geotermiche in Sardegna con particolare riferimento al Graben del Campidano» CNR, PFE, SPEG, RF, **10**: 87-103, Pisa.
- PALA A. & VACCA S. (1980) - *Geologia e idrogeologia di un settore del Campidano centrale (Sardegna centro-meridionale)*. Pubbl. n.304 Ist. Geol. Paleont. e Geograf. Fis. Università di Cagliari, Cagliari.
- PALMERINI V., CABOI R. & NURCHI ZUDDAS P. (1979a) - *Indagine geochimica sul calcare "ceroido" del Cambriano inferiore sardo*. Boll. Soc. Geol. It., **97** (1978), (3): 373-382, Roma.

- PALMERINI V., MACIOCCO L. & PALMERINI SITZIA R. (1979b) - *Le intercalazioni pelitiche delle lenti calcaree ad Archeociatidi (Sardegna sud-occidentale)*. Rend. Soc. Geol. It., **1** (1978): 31-35, Roma.
- PALMERINI V., PALMERINI SITZIA R. & PILO L. (1980) - *Le facies pelitiche degli "argilloscisti di Cabitza" (Cambriano medio della Sardegna)*. Mem. Soc. Geol. It., **20** (1979): 365-377, Roma.
- PALMERINI V. & PALMERINI SITZIA R. (1979) - *Le facies pelitiche della Formazione di Nebida (Cambriaco inferiore Sardo)*. Boll. Soc. Geol. It., **97** (1978): 57-71, Roma.
- PALMERINI V. & PALMERINI SITZIA R. (1991) - *Analisi al SEM di alcuni minerali delle litofacies pelitiche della Formazione di Nebida (Cambrico inferiore della Sardegna)*. Rend. Soc. Geol. It., **14** (2): 177-180, Roma.
- PALMERINI SITZIA R. & PALMERINI V. (1975) - *Ricerche mineralogico-sedimentologiche su "shales" del Paleozoico inferiore dell'Iglesiente-Fluminese (Sardegna sud-occidentale)*. Boll. Serv. Geol. d'It., **96** (2): 355-369, Roma.
- PARONA C.F. (1887) - *Appunti per la paleontologia miocenica della Sardegna*. Boll. Soc. Geol. It., **6** (3): 289-358, Roma.
- PARONA C.F. (1892) - *Descrizione di alcuni fossili miocenici di Sardegna*. Atti Soc. It. Sci. Nat., **34** (2): 163-177, Milano.
- PASCI S. (1995) - *La tettonica terziaria della Sardegna centro-settentrionale*. Tesi di dottorato, 189 pp., Università di Cagliari.
- PASCI S., PIOLI L., PISANU G., ROSI M., SALE V., BENVENUTI E. & LAURENZI M. (2001) - *Tettonica e vulcanesimo miocenici nel Sulcis (Sardegna SW)*. Geitalia, 3° Forum FIST, sessione 9, 5-8 settembre 2001; 248-249, Chieti.
- PASQUARÉ G., ABBATE E., BOSI C., CASTIGLIONI G.B., MERENDA L., MUTTI E., OROMBELLI G., ORTOLANI F., PAROTTO M., PIGNONE M., POLINO R., PREMOLI SILVA I. & SASSI F.P. (1992) - *Carta Geologica d'Italia - 1:50.000. Guida al Rilevamento*. Serv. Geol. Naz., Quad. s. III, **1**: 203 pp., Roma.
- PATTA E.D. (2003) - *Geomorfologia e dinamiche quaternarie nel Campidano meridionale. Realizzazione di un sistema geografico informativo (G.I.S.)*. Tesi di Dottorato, 134 pp., Università di Cagliari.
- PECCERILLO A. & TAYLOR S.R. (1976) - *Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from Kastamoru area, Northern Turkey*. Contributions to Mineralogy and Petrology, **56** (1976): 221-246, Berlino.
- PECORINI G. (1966) - *Sull'età oligocenica del vulcanesimo al bordo orientale della fossa tettonica del Campidano (Sardegna)*. Atti Acc. Naz. Lincei, **40**: 1058-1065, Roma.
- PECORINI G. (1972) - *La trasgressione pliocenica nel Capo S. Marco (Oristano, Sardegna occidentale)*. Boll. Soc. Geol. It., **91**: 365-372, Roma.
- PECORINI G. (1974) - *Sui tufi pomicei langhiani della Sardegna meridionale*. Boll. Soc. Geol. It., **93**: 1001-1012, Roma.
- PECORINI G. & POMESANO CHERCHI A. (1969) - *Ricerche geologiche e biostratigrafiche sul Campidano meridionale (Sardegna)*. Mem. Soc. Geol. It., **8**: 421-451, Roma.
- PELLOUX A. (1935) - *I Caolini e le argille refrattarie della Sardegna*. Industria Vetro e Ceramica, **8**: 18 pp., Milano.
- PENTECOST A. (2005) - *Travertine*. Springer Ed., 445 pp., Berlin.
- PERTUSATI P.C., SARRIA E.A., CHERCHI G.P., CARMIGNANI L., BARCA S., BENEDETTI M., CHIGHINE G., CINCOTTI F., OGGIANO G., ULZEGA A., ORRÙ P. & PINTUS C. (2002a) - *Carta Geologica d'Italia: Foglio 541 "Jerzu", alla scala 1:50.000*. Servizio Geologico d'Italia, Regione Autonoma Sardegna, Roma.
- PERTUSATI P.C., SARRIA E.A., CHERCHI G.P., CARMIGNANI L., BARCA S., BENEDETTI M., CHIGHINE G., CINCOTTI F., OGGIANO G., ULZEGA A., ORRÙ P. & PINTUS C. (2002b) - *Note illustrative alla Carta Geologica d'Italia: Foglio 541-Ierzu, alla scala 1:50.000*. Servizio Geologico d'Italia, Regione Autonoma Sardegna, 168 pp., Roma.
- PIEPOLI P. & COLLARI N. (1936) - *Sul giacimento stannifero di Canali Serci (Villacidro: Iglesias)*. Per. Mineral., **7**: 147-175, Roma.

- PILLOLA G.L. (1986) - *Biostratigraphy of the Campo Pisano Formation: preliminary report*. I.G.C.P. Project No. 5: Final meeting, Sardinia, May 25-31: 67-68, Cagliari.
- PILLOLA G.L. (1989) - *Données lithologiques et stratigraphiques sur le Cambrien et le Tremadoc de l'Iglesiente (SW Sardaigne)*. In: F.P. SASSI & R. BOURROUILLH (Eds.): «*Correlation of Prevariscan and variscan events of the Alpine-Mediterranean mountains belt*». I.G.C.P. Project No 5 Newsletter, 7 (1987): 228-239, Padova.
- PILLOLA G.L. (1990) - *Lithologie et Trilobites du Cambrien inférieur du SW de la Sardaigne, (Italie): implications paléobiogéographiques*. C.R. Acad. Sci. Paris, **310** (2): 321-328, Paris.
- PILLOLA G.L. (1991) - *Trilobites du Cambrien inférieur du SW de la Sardaigne, (Italie)*. Paleontographia Italica, **78**: 1-174, Pisa.
- PILLOLA G.L. (1994) - *Il Cambro-Ordoviciano del sudovest della Sardegna: biostratigrafia dei trilobiti e affinità paleogeografiche*. In: T. BECHSTÄDT & M. BONI (Eds.): «*Guida alla stratigrafia, alla sedimentologia ed alle mineralizzazioni metallifere nel Cambro-Ordoviciano autoctono della Sardegna sud-occidentale*». Mem. Descr. Carta Geol. d'It., Serv. Geol. d'It., **48**: 203-208, Roma.
- PILLOLA G.L. & GROSS U. (1982) - *Stratigrafia del Membro di Matoppa della Formazione di Nebida (Cambrico inferiore) nell'area M.te S. Giovanni-M.te Uda*. In: «*Guida alla Geologia del Paleozoico Sardo*». Guide Geologiche Regionali. Soc. Geol. It.; 79-82, Bologna.
- PILLOLA G.L. & LEONE F. (1997) - *Arenig (lower Ordovician) biota from SE Sardinia: biofacies and paleobiogeography*. Geotitalia, 1° Forum FIST, **2**: 72-73, Bellaria.
- PILLOLA G.L., LEONE F. & LOI A. (1995) - *The Lower Cambrian Nebida Group of Sardinia*. In: A. CHERCHI (Ed.): «*Guide-book to Global Changes and Platform Communities*». 6th Paleobenthos International Symposium, October 25-31 1995. Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari, suppl. Vol. **65**: 27-60, Cagliari.
- PILLOLA G.L., LEONE F. & LOI A. (1998) - *The Cambrian and Early Ordovician of SW Sardinia*. In: E. SERPAGLI (Ed.): «*Sardinia Guide-book. ECOS VII*». Giorn. Geologia, **60** (Spec.Issue): 25-38, Bologna.
- PIOLI L. (1998) - *Studio della successione ignimbritica terziaria del Sulcis nord-occidentale (Sardegna) con particolare riferimento alla formazione di Nuraxi*. Tesi inedita, Università di Pisa.
- PITTAU DEMELIA P. (1979) - *Palinologia e datazione della sezione di Tanca Aru nella valle del Cixerri (Sardegna sud-occidentale)*. Boll. Soc. Palaeont. It., **18**: 303-314, Modena.
- POLI G., GHEZZO C. & CONTICELLI S. (1989) - *Geochemistry of granitic rocks from the Hercynian Sardinia-Corsica batholith: Implication for magma genesis*. Lithos, **23**: 247-266, Amsterdam.
- POLI G. & TOMMASINI S. (1991) - *Model for the origin and significance of microgranular mafic enclaves in calcalkaline granitoids*. J. Petrol., **32**: 657-666, Oxford.
- POLI G. & TOMMASINI S. (1999) - *Geochemical modeling of acid-basic magma interaction in the Sardinia-Corsica Batholith: a case study of Sarrabus, southeastern Sardinia, Italy*. Lithos, **46**: 553-571, Amsterdam.
- POLL J.J.K. (1966) - *The Geology of the Rosas-Terraseo area, Sulcis, South Sardinia*. Leidse Geol. Med., **35**: 117-208, Leyden.
- POLL J.J.K. & ZWART H.J. (1964) - *On the tectonics of the Sulcis area, S Sardinia*. Geol. Mijnbouw, **43**: 144-146, Amsterdam.
- POMESANO CHERCHI A. (1968) - *Studio biostratigrafico del Miocene della Sardegna centro-meridionale (Campidano-Marmilla orientale- Sarcidano)*. Giornale di Geologia (2) 35, fasc. III: 255-276, Bologna.
- POMESANO CHERCHI A. (1971) - *Studio stratigrafico e micropaleontologico del Pozzo Oristano 1 (Sardegna)*. Mem. Soc. Geol. It., **10**: 1-16, Pisa.
- PROGEMISA S.P.A. (1990) - *Monte Linas, rapporto interno inedito, Cagliari*.
- PROGEMISA S.P.A. (2009) - *Convenzione per attività di collaborazione e supporto allo sviluppo del P.P.R.: Carta Geologica di Base della Sardegna, scala 1:25.000 - Rendicontazione tecnica finale*. E. SARRIA (coord.), Regione Autonoma Sardegna, Ass. Enti Locali, Finanze e Urbanistica, Ass. Industria, Progemisa S.p.A., 58 pp., Cagliari.
- RAYNAL R. (1960) - *Les éboulis ordonnés du Maroc*. Bulletin Peryglacjalny, **8**: 21-31, Warsawa.

- RAYNAL R. (1973) - *Quelques vues d'ensemble à propos du périglaciaire pléistocène des régions rivierennes de la Méditerranée occidentale*. Biuletin Peryglacjalny, **22**: 249-256, Warszawa.
- RAMSAY J.G. (1967) - *Folding and Fracturing of Rocks*. pp. 568, McGraw-Hill, New York.
- R.A.S. REGIONE AUTONOMA SARDEGNA (1992) - (PRAE) *Piano Regionale delle attività estrattive di cava - Relazione illustrativa*. L.R. 30/1989, Ass. Ind. Reg. Sardegna, Progemisa S.p.A.; 325 pp., Cagliari.
- R.A.S. REGIONE AUTONOMA SARDEGNA (1998) - *Aggiornamento Catasto Regionale Cave*. L.R. 30/1989, art. 5, , Ass. Ind. Reg. Sardegna, Progemisa S.p.A.; 27 pp., Cagliari.
- R.A.S. REGIONE AUTONOMA SARDEGNA (2001) - *Aggiornamento Catasto Regionale Cave*. L.R. 30/1989, art. 5, , Ass. Ind. Reg. Sardegna, Progemisa S.p.A.; 21 pp., Cagliari.
- R.A.S. REGIONE AUTONOMA SARDEGNA & UNIVERSITÀ DI CAGLIARI (1991) - *Nota illustrativa alla carta dei suoli della Sardegna*. In: A. ARU, P. BALDACCINI, A. VACCA, G. DELOGU, M.A. DESSENA, S. MADRAU, R.T. MELIS & S. VACCA (Eds.): con carta alla scala 1:250.000, Stef, Cagliari.
- REPOSSI E. (1923) - *Il giacimento caolinico di Furtei in Sardegna*. Riv. Sc. Nat. "Natura", **14**: 1-16, Brescia.
- RICCI LUCCHI (1980) - *Sedimentologia*. 3 voll.: **1**: 217 pp.; **2**: 210 pp.; **3**: 504 pp.. Clueb Bologna.
- ROBBA E. & SPANO C. (1978) - *Gasteropodi pelagici nel Miocene medio del Campidano meridionale (Sardegna)*. Riv. It. Paleont. Strat., **84**: 751-796, Modena.
- RONCA S. & TRAVERSA G. (1996) - *Late Hercynian dyke magmatism of Sarrabus*. Per. Mineral., **65**: 35-70, Roma.
- ROSI M., PALADIO MELOSANTOS M.L., DI MURO A., LEONI R. & BACOLCOL T. (2001) - *Fall vs flow activity during the 1991 climatic eruption of Pinatubo Volcano (Philippines)*. Bull. Volcanol. **62**: 549-566, 2001, Heidelberg.
- ROSSETTI V. (1943) - *Studio petrografico delle rocce trachitoidi del bacino di Carbonia*. Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari, **13** (1-2): 27-51, Cagliari.
- ROSSETTI V. (1963) - *Il caolino di Serrenti-Furtei (Cagliari)*. *Influenza dei solfuri metallici sulla genesi*. Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari, **33** (3-4): 5-29, Cagliari.
- ROSSETTI V. & SITZIA R. (1958) - *Su alcuni solfati naturali di Serrenti-Furtei*. Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari, **28**: 1-20, Cagliari.
- ROSSI P. (1986) - *Organisation et genèse d'un grand batholite orogénique: le batholite calco-alcalin de la Corse*. PhD thesis, University Paul Sabatier, Toulouse. Doc. B.R.G.M. n°107, 292 pp., Toulouse.
- ROSSI P. & COCHERIE A. (1991) - *Genesis of a variscan batholith: field, petrological and mineralogical evidence from the Corsica-Sardinia Batholith*. Tectonophysics, **195**: 319-346, Amsterdam.
- RUGGIERI G. (1992) - *Minerogenesi in ambiente epitermale: gli esempi di Furtei (Sardegna) Frassine e La Campigliola (Toscana meridionale)*. Ph. D. thesis, University of Firenze-Perugia, 154 pp. (English abstract in Plinius, **9**: 134-139).
- RUGGIERI G., LATTANZI P., LUXORO S.S., DESSI R., BENVENUTI M. & TANELLI G. (1997) - *Geology, Mineralogy and Fluid Inclusion Data of the Furtei High-Sulfidation Gold Deposit, Sardinia, Italy*. Economic Geology, **92** (1): 1-19, Lancaster.
- SALVADORI A. (1980) - *Contributo alla conoscenza del bacino "carbonifero" del Sulcis*. L'Industria Mineraria, **6**: 15-19, Roma.
- SALVADORI I. (1959a) - *Studio geo-minerario della zona di Salaponi (Sardegna Sud-Occidentale)*. *Contributo alla conoscenza della fossa del Campidano*. Boll. Soc. Geol. It., **77**: 91-120, Roma.
- SALVADORI I. (1959b) - *Segnalazione di una manifestazione a molibdenite nella zona di Villacidro*. *Contributo alla conoscenza delle mineralizzazioni a molibdenite in Sardegna*. Res. Ass. Min. Sarda, **63** (5-6): 5-27, Iglesias.
- SALVADORI I. & ZUFFARDI P. (1954) - *Segnalazione del Postgotlandiano a Sud dell'Arcuentu*. Rend. Ass. Min. Sarda, **58**: 16-20, Iglesias.
- SAVELLI C., BECCALUVA L., DERIU M., MACCIOTTA G.P. & MACCIONI L. (1979) - *K/Ar Geochronology and evolution of the tertiary calco-alkaline volcanism of Sardinia (Italy)*. Jour. Volcanol. Geoth. Res., **5**: 257-269, Amsterdam.
- SCHNEGG P.A., FISCHER G, LE QUANG B.V. & RANIERI G. (1987) - *A magnetotelluric study in the Campidano Graben of Sardinia*. J. Geophys. Research, **61**: 30-38, Washington.

- SECCHI F.A., BROTZU P. & CALLEGARI E. (1991) - *The Arburese igneous complex (SW Sardinia, Italy) - an example of dominant igneous fractionation leading to peraluminous cordierite-bearing leucogranites as residual melts*. Chem. Geol., **92**: 213-249, Amsterdam.
- SECCHI F.A. & D'ANTONIO M. (1996) - *Inferences of Sr, Nd and O isotopic tracers on the origin and evolution of a gabbronorite-granodiorite sequence from southern Hercynian chain of Sardinia. A case study from the Arburese igneous complex and its comparison with the earlier sequences of Sarrabus area*. Per. Mineral., **65**: 257-273, Roma.
- SERANNE M., SANCHIS E., BENEDICO A. & SEGURET M. (1999) - *Succession d'épisodes de rifting Eocène terminal à Miocène dans le sud de la France: Rift Ouest Européen ou rifting du golfe du Lion? Volcanismes, Sedimentations et Tectoniques Cenozoïques Périalpines*, Docum. B.R.G.M., **291**: 41-42, Paris.
- SERPAGLI E. (1971) - *Uppermost Wenlockian-Upper Ludlovian (Silurian) Conodonts from Western Sardinia*. Boll. Soc. Paleont. It., **9**: 76-96, Modena.
- SERPAGLI E. (1982) - *Le conoscenze paleontologiche del Paleozoico sardo (Rassegna dei dati)*. In: L. CARMIGNANI, T. COCOZZA, C. GHEZZO, P.C. PERTUSATI & C.A. RICCI (Eds.): «Guida alla geologia del paleozoico Sardo», Soc. Geol. It., Guide Geologiche Regionali, 25-32, Cagliari.
- SEUFFERT O. (1970) - *Die reliefentwicklung der Grabenregion Sardiens*. Würzburger Geogr. Arb., **24**: 129 pag., Würzburg.
- SHERVAIS J.W. (1982) - *Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas*. Earth. Plan. Sci. Lett., **59** (1): 101-118, Amsterdam.
- SINCLAIR W.D. (1995) - *Porphyry Mo (Low-F-Type)*. In: D.V. LEFEBURE & G.E. RAY (Eds.): «Selected British Columbia Mineral Deposit Profile», vol. 1, British Columbia Ministry of Employment and Investment, open file (1995), **20**: 93-96, Vancouver.
- SOIL SURVEY STAFF (1999). *Soil Taxonomy. A Basic System of Soil Classification for Making and Interpreting Soil Surveys 2nd edition*. USDA-NRCS Agric. Handb. No. 436. U.S. Gov. Print. Office, DC, Washington.
- SPALLETTA C. & VAI G.B. (1982) - *Contatto Devoniano pelagico-flysch ercinico a Villasalto (Gerrei)*. In: L. CARMIGNANI, T. COCOZZA, C. GHEZZO, P.C. PERTUSATI & C.A. RICCI (Eds.): «Guida alla Geologia del Paleozoico sardo». Società Geologica Italiana. Guide Geologiche Regionali; 117-118, Siena.
- SPANO C. & BARCA S. (2002) - *Ecobiostratigraphic, lithostratigraphic, depositional and sythemtic setting of Cenozoic units in Southern Sardinia (Italy)*. Boll. Soc. Geol. It., **121**: 19-34, Roma.
- STARA P., RIZZO R. & TANCA G.A. (1996) - *Iglesiente-Arburese: miniere e minerali*. Ass. Min. Sarda., Stige s.r.l. Milano, 239 pp., Milano.
- STILLE H. (1939) - *Bemerkungen betreffend die "sardische Faltung" und den Ausdruck "ophiolitisch"*. Z. dt. geol. Gesell., **91**: 771-773, Stuttgart.
- ŠTORCH P. & LEONE F. (2003) - *Occurrence of the late Ordovician (Hirnantian) graptolite Normalograptus ojsuensis (Kore & Mikhaylova, 1980) in south-western Sardinia, Italy*. Boll.Soc. Paleont. It., **42** (1-2): 31-38, ISSN 0375-7633, Modena.
- TACCONI E. (1913) - *Prime osservazioni sul gruppo vulcanico di M.te Narcao nel Sulcis*. Rend. R. Acc. Lincei, Cl. Sc. Fis. Mat. Nat., s. 5a, **82** (11): 803-810, Roma.
- TAMARRI E. (2002) - *Stratigrafia e geocronologia ⁴⁰Ar/³⁹Ar della sequenza ignimbratica superiore del distretto vulcanico sulcitano, Sardegna sud-occidentale*. Tesi inedita, Università di Pisa.
- TARICCO M. (1922) - *Sul Paleozoico del Fluminese*. Boll. R. Com. Geol. Ital., **48**: 1-22, Roma.
- TARICCO M. (1924) - *Il bacino lignitifero di Gonnessa (Cagliari)*. Boll. R. Uff. Geol. d'It., **49** (9): 1-14, Roma.
- TARICCO M. (1926) - *Gita geologica nel Fluminese ed osservazioni sul Paleozoico della Valle del Cixerri*. Res. Ass. Min. Sarda, **31** (5): 11-18, Iglesias.
- TARICCO M. (1927) - *Carta Geologica d'Italia, Tav 225 III SW- Miniera di San Benedetto, 1:25.000*. Servizio Geologico d'Italia, Roma.
- TARICCO M. (1929) - *Il Cambriano del Sulcis (Sardegna)*. Res. Ass. Min. Sarda, **33**: 10-29, Iglesias.
- TEICHMÜLLER R. (1931) - *Zur Geologie des Thyrrhenis Gebiets. P. te I: Alte und junge krustenbewegungen im sudlichen Sardinien*. Abh. Gesell. W. Göttingen, Math. Phys. Kl., **3**: 857-950, Göttingen.

- TERZAGHI K. & RICHART F.E. (1952) - *Stresses in rock about cavities*. Géotechnique, **3**: 57-90.
- TESTA L. (1946) - *Come si giunse alla scoperta dei fossili di Cabitza*. Res. Ass. Min. Sarda, **51** (1): 15-16, Iglesias.
- THEODORE T.G. (1986) - *Descriptive model of Porphyry Mo, Low-F*. In: D.P. COX & D.A. SINGER (Eds.): «*Mineral Deposit Models*». U.S. Geological Survey Bulletin, **1693**: 120 pp., Boulder.
- THOMAS D.S.G. (1997) - *Arid zone geomorphology. Process, form and change in drylands*. 713 pp., Wiley & Sons Ed., New York.
- TILIA ZUCCARI A. (1969) - *Relazione stratigrafica sul pozzo Oristano 2 (Riola Sardo), Sardegna occidentale*. Boll. Soc. Geol. It., **88**: 183-215, Roma.
- TOCCO S., GARBARINO C., GRILLO S.M. & LIPPI F. (1985) - *Nuove osservazioni sulla sequenza delle litofacies carbonatiche della piattaforma cambrica della Sardegna sud-occidentale*. In: T. COZZA & C.A. RICCI (Eds.): «*Evoluzione stratigrafica, tettonica metamorfica e magmatica del Paleozoico italiano*», Siena, 13-14 dicembre 1985; 35-36, Siena.
- TOMMASINI S., & POLI G. (1994) - *The Carboniferous-Ordovician Connection in the Sardinia Corsica Batholith: Constraints from the Hercynian Calc-alkaline Magmas*. Period. Min., **63**: 199-212, Roma.
- TOMMASINI S., POLI G. & HALLIDAY A. (1995) - *The role of sediment subduction and crustal growth in Hercynian plutonism: isotopic and trace element evidence from the Sardinia-Corsica batholith*. J. Petrol., **5**: 1305-1332, Oxford.
- TRAVERSA G. (1969) - *Sulla giacitura ed età di alcuni filoni basici nelle vulcaniti ignimbriche permiane della Gallura (Sardegna settentrionale)*. Rend. Soc. It. Min. Petr., **25**: 149-155, Milano.
- TRAVERSA G. (1979) - *Permian volcanism in Sardinia*. In: F.P. SASSI & D. VISONÀ (Eds.): I.G.C.P. Project No. 5, Newsletter, **1**: 127-140, Padova.
- TRAVERSA G. & VACCARO C. (1992) - *REE distribution in the late Hercynian dykes from Sardinia*. In: L. CARMIGNANI & F.P. SASSI (Eds.): «*Contributions to the Geology of Italy with Special Regard to the Paleozoic Basement*». I.G.C.P. Project No. 276, Newsletter, **5**: 215-226, Siena.
- TREMOLIÈRES P., CHERCHI A. & SCHROEDER R. (1984) - *Phénomènes de chevauchements "d'âge pyrénéen" dans le Mésozoïque du Nord-Ouest de la Sardaigne*. C.R. Acad. Sc. Paris, **298**, **18**: 797-800, Paris.
- TRONCI G. (1927) - *Sui giacimenti caolinici di Furtei in Sardegna*. La Miniera Italiana, **9**: 210, Roma.
- ULZEGA A. (1995) - *Geomorphology and stratigraphy of Late Quaternary*. In: A. CHERCHI (Ed.): «*6th Paleobenthos International Symposium, Guide-Book*». October 25-31, 1995, Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari, suppl., **65**: 11-24, Cagliari.
- ULZEGA A. & HEARTY J.P. (1986) - *Geomorphology, Stratigraphy and Geochronology of late Quaternary marine deposits in Sardinia 2*. Zeitschrift fuer Geomorphologie, N.F., Suppl.- Bd. **62**: 119-129, Stuttgart.
- ULZEGA A., LECCA L. & LEONE F. (1980) - *Niveaux marins submergés sur la plate-forme continentale de la Sardaigne*. Rapports Commission Internationale pour l'Exploitation Scientifique de la Mer Méditerranée, **27** (8): 35-36, Cagliari.
- ULZEGA A. & OZER A. (1982) - *Comptes-Rendus de l'Excursion-Table rond sur le Tyrrhénien de Sardaigne orientale*. INQUA; 110 pp., Cagliari.
- ULZEGA A., OZER A., LECCA F., LEONE G., PECORINI C., SPANO C. & CORDY M.J. (1982) - *Excursion Table-Ronde Tyrrhenien de Sardaigne*. (Livret-Guide), INQUA; 88 pp., Cagliari.
- URAS I. (1956) - *Il giacimento fluoritico di Monreale (Sardegna)*. Per. Mineral., **25**, n°1, Roma.
- URAS I. (1971) - *Giacimenti di caolino in Sardegna: contributo al problema della genesi*. Atti del 1° Congresso Nazionale Gruppo Italiano A.I.P.E.A. (Venezia-Faenza 16-19 Maggio 1971).
- URAS I. (1974) - *Notizie sui caolini e le argille della Sardegna*. La Ceramica, **1**: 17-26, Firenze.
- VACCA A. (1983) - *Ricerche geomorfologiche e geopedologiche nel territorio ad est di Villacidro*. Tesi di Laurea. A.A. 1982-1983, Univ. di Cagliari, Cagliari.
- VACCA, A. (1990) - *Contributo allo studio pedologico e mineralogico di sedimenti quaternari di origine continentale nel Campidano di Villacidro (Sardegna sud-occidentale)*. Boll. Soc. Sarda Sci. Nat., **27**: 1-23, Sassari.

- VACCARO C., ATZORI P., DEL MORO A., ODDONE M., TRAVERSA G., VILLA I. (1991) - *Geochronology and Sr isotope Geochemistry of late-hercynian dykes from Sardinia*. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **71**: 221-230, Zurich.
- VAI G.B. & COCOZZA T. (1974) - Il "Postgotlandiano" sardo, unità sinorogenica ercynica. Boll. Soc. Geol. It., **93**: 61-72, Roma.
- VALERA R. (1972) - *Le contattiti a fluorite del Sulcis (Sardegna Sud-occidentale)*. Atti della Giornata di Studio su "Le Fluorititi Italiane". Ass. Min. Subalp., vol. II parte 2°; 365-376, Torino.
- VALERA R. & ZUFFARDI P. (1970) - *La geochimica del tungsteno nel Paleozoico della Sardegna. Nota Illustrativa*. Rend. Soc. It. Miner. Petrol., **26**: 815-830, Milano.
- VAN STEIN H. (1988) - *Debris flow involved in the development of Pleistocene stratified slope deposits*. Zeitschrift für Geomorphologie, **71**: 45-58, Stuttgart.
- VARDABASSO S. (1941) - *Segnalazione del cosiddetto "Postgotlandiano" nell'Iglesiente settentrionale*. Ass. Min. Sarda, **46**: 99-105, Iglesias.
- VARDABASSO S. (1956a) - *Il Quaternario della Sardegna*. Actes IV Congr. Intern. Quat. Rome-Pise, 1953, **2**: 995-1018, Roma.
- VARDABASSO S. (1956b) - *La Fase Sarda dell'Orogenesi caledonica in Sardegna*. In: F. LOTZE (Ed.): «Geotektonisches Symposium zu Ehren von Hans Stille». 120-127, Stuttgart.
- VARDABASSO S. (1962) - *Questioni paleogeografiche relative al Terziario antico della Sardegna*. Mem. Soc. Geol. It., **3**: 655-673, Roma.
- VARDABASSO S. & GRIMALDI G. (1935) - *Contributo allo studio dei giacimenti caoliniferi di Serrenti-Furtei (Cagliari)*. Ass. Min. Sarda, **40** (4): 19-29, Iglesias.
- VARNES D.J. (1978) - *Slope movements type and processes*. In: R.L. SCHUSTER & R.J. KRIZEK (Eds.): «Landslides, Analysis and Control». Transp. Res. Board, Spe. Rep., Nat. Acad. Sci., Washington, DC, **176**: 11-33, Washington.
- VAUMAS DE E. (1964) - *Sur les grèzes litées de la valle de Kombos et du littoral de Pomos (Cypre) et la formations de glaciés en période froide*. C.R. Ac. Sci., **256**: 1326-1328, Paris.
- VILLA I.M., HERMANN J., MUENTENER O. & TROMMSDORFF V. (2000) - ⁴⁰Ar/⁶⁹Ar dating of multiply zoned amphibole generations (Malenco, Italian Alps). Contr. Min. Petr. **140**: 363-381, Berlin.
- VINASSA DE REGNY P. (1927) - *Fossili ordoviciani sardi. Parte I*. Mem. R. Acc. Lincei, **62**: 437-496, Città di Castello.
- VINASSA DE REGNY P. (1941) - *Fossili ordoviciani sardi. Parte II*. Atti Reale Acc. d'Italia, **12** (18): 1025-1055, Roma.
- WILLIAMS H. & MC BIRNEY A.R. (1979) - *Volcanology*. Freeman, Cooper & Co, 396 pp, San Francisco.
- ZOBACK M.L. (1994) - *Present day stress in plate boundary zones: influence of relative motions and plate geometry in Peri-Tethyan platform*. Editions Technip.; 121-128, Paris.
- ZOPPI G. (1888) - *Descrizione geologico-mineraria dell'Iglesiente (Sardegna)*. Mem. Descr. della Carta Geologica d'Italia. R. Uff. Geol., **4**: 154 pp., Roma.
- ZUFFARDI P. (1965) - *Contributo alla conoscenza delle mineralizzazioni nel Cambrico sardo - Nota VI: Riassunto e interpretazione provvisoria delle conoscenze attuali*. In: «70° Anniversario della Fondazione dell'Associazione Mineraria Sarda». Atti Symp. sui problemi geo-minerari sardi. Cagliari Iglesias, 26-30 ott. 1965: 316-324, Iglesias.
- ZUFFARDI P. (1967) - *Sedimentary ores of the Middle Silurian in Sardinia*. 15th Inter University Geol. Congr.; 207-239, Leicester.
- ZUFFARDI P. (1968) - *Transformism in the genesis of ore deposits: examples from Sardinian Lead-Zinc deposits*. XXIII Intern. Geol. Congr., **7**: 137-149.
- ZUFFARDI P. (1969a) - *La métallogénèse du plomb, du zinc et du barium en Sardaigne: un exemple de permanence, de poligénéisme et de transformisme*. Annales Soc. Géol. Belgique, **92** (3): 321-344, Liege.
- ZUFFARDI P. (1969b) - *Remobilization in Sardinian Lead-Zinc deposits*. Proc. Symp. Remobilization of Ores and Minerals; 283-291, Cagliari.

PROGETTO
CARG

PROGETTO
CARG

APPENDIX

PROGETTO
CARG

EXTENDED ABSTRACT

Map sheet 547 “Villacidro”, of the Geological Map of Italy (*Carta Geologica d'Italia*), 1:50.000 scale, is a contribution to the *Progetto CARG* (Legislation n°438/95), based on a convention between the *Servizio Geologico d'Italia* (ex APAT now ISPRA) and the *Regione Autonoma della Sardegna*. It comprises sections 547 I - *Sanluri*, 547 II - *Serrenti*, 547 III - *Villacidro* and 547 IV - *San Gavino Monreale*, at a scale of 1:25.000.

The map sheet lies entirely within the province of *Medio-Campidano*, and includes the municipal territories of *Sanluri*, *Furtei*, *Segariu*, *Serrenti*, *Serramanna*, *Samassi*, *Villacidro*, *Gonnosfanadiga*, *San Gavino Monreale* and *Pabillonis*.

The geological mapped units on the 547 “Villacidro” map sheet are:

- a) a Paleozoic metamorphic basement, in which several lithostratigraphic successions may be recognized, they have been metamorphosed and deformed during the Hercynian Orogeny;
- b) a Late Hercynian granitic complex, composed of plutons and dykes;
- c) cenozoic continental volcanics and sedimentary rocks;
- d) quaternary deposits.

The Paleozoic basement exhibits rocks of the External and Nappe Zones, composed of anchizone-epizone metamorphics belonging respectively to the autochthonous Iglesiente-Sulcis Unit and the allochthonous Arburese and Gerrei Units, which form three structural domains, with different lithostratigraphy, structural and metamorphic characteristics.

A thermal metamorphism has been imposed, following the regional metamorphism, in relation to the granitic intrusions. In this map sheet an overthrust structure between the External Zone (Iglesiente-Sulcis) and the Nappe Zone (Arburese Units) is shown.

The Autochthonous Iglesiasiente-Sulcis Unit is visible below the Arburese overthrust structure, displaying an Upper Ordovician - Middle Upper Silurian clastic sequence.

The Upper Ordovician sequence exhibits an Ashgillian clastic succession with massive metasandstones and sandy metasiltstones, grey to grey-greenish in color (*Domusnovas formation*, **DMV**), overlaid by a rhythmic bedding of metasandstones, metasiltstones and metapelites, in decimetric to millimetric horizons, from grey to blackish grey in color (*Rio San Marco formation*, **RSM**). The total thickness of the Ashgillian stratigraphic units outcropping in this Map sheet is approximately 100 m.

Then follow Silurian lithofacies, represented by metasiltstones, metapelites and shales, carbonaceous in composition, blackish in color (*Genna Muxerru formation*, **MUX**), and by massive nodular metalimestones, with parallel laminations, processed in skarn and silicified (*Fluminimaggiore formation*, **FLU**); thickness is approximately 10 m.

The Arburese Tectonic Unit outcrops in the south-western area of Villacidro map sheet; it is a thick low-grade metamorphic terrigenous succession related to the *arenarie di S. Vito* (**SVI**) belonging to the Sarrabus Tectonic Unit (south-eastern Sardinia). It is composed of irregular alternating layers of metasandstones, metasilites and metapelites, varying in color from greenish to grey, frequently with laminations (parallel, undulating, convoluted) and other sedimentary structures (slumping, kink beds, etc.).

Metaconglomerates and metasandstones, quartz prevailing, lesser k-feldspar and micaceous in composition, are also present in layers and lenses from decimetric to metric in size. The estimated total thickness is 400-500 m, although isoclinal folds hinder a precise evaluation. The depositional environment corresponds to a submarine fan system; turbidite type sedimentation also occurs.

Reddish-violet metapelites and metasilites are often present in the upper part of the formation, indicating a regression phase in the basin; this may be related to the beginning of the Middle Ordovician compressive motion ("*Fase sarrabese*" Auct., related to the "*Fase sarda*" Auct.).

The Gerrei Tectonic Unit outcrops in the central-northern area of Villacidro map sheet; it is a low to medium-grade metamorphic terrigenous succession ("*facies di scisti verdi*"). Although the high deformation of rocks, thermal metamorphism and hydrothermal emphatic metamorphism, several Upper Ordovician (*Metarcose di Genna Mesa*, **MGM**, Caradoc, *Argilloscisti di Rio Canoni*,

Ashgill) and Silurian (*Scisti a Graptoliti*, **SGA**, *Auct.*) lithofacies, both without fossils, have been recognized.

The lower part of sequence is composed of metarkoses, less quartz-metasandstones and metasilites, sometimes in a volcanogenic micaceous matrix, light grey in color, locally sedimentary sheets of heavy minerals (*placers*) embedded within. Then follows Silurian black carbonaceous metapelites, lesser metalimestones processed in skarn.

Two of three deformation phases, all related to the Hercynian Orogenesis, have been recognized and mapped for the paleozoic basement of Villacidro map sheet. These phases may be chronologically schematized as follows:

- Hercynian Phase I: this deformation event, although well represented in other neighboring sheets (Iglesias, Carbonia, Assemini, Capoterra) is not documented in the Villacidro map sheet, because of the scarcity of autochthonous paleozoic successions outcrops;
- Hercynian Phase II: is characterized by isoclinal folds with NE-SW to N-S axes trending, penetrative, steeply inclined axial planes foliation, and by overthrusts; several structures (folds, overthrusts, tectonic windows) deforming the allochthonous Arburese Tectonic Unit (Nappe Zones) deposits and the autochthonous Iglesias-Sulcis Unit (External Zone) deposits are related at this stage. It is also characterized by folds with E-W axes trending of shortening direction; a syncline isoclinal fold with axial plane ranging from NE-SW to EW, deforming the allochthonous Gerrei Tectonic Unit (Nappe Zones) deposits, is related at this stage;
- Hercynian Phase III is characterized by variable axial directions folds, associated to a less intense deformation; minor fold structures deforming the allochthonous Arburese Tectonic Unit (Nappe Zones) deposits, sometimes folding axes and axial plans of existing folds, are related at this stage.

Within the allochthonous Arburese Unit, the II Hercynian tectonic phase exhibits a clear tangential character and a strong translation to the SW quadrant is evident; along it associated isoclinal folds at varying scales are also present. The folds structures have sub-horizontal fold plains, with subsequently weak refolding.

The allochthonous Arburese Unit represents the leading edge of the External Nappe Zone which advanced towards the Sulcis-Iglesiente foreland.

In this map sheet, four principal groups of plutons are identified within the Late Hercynian intrusive complex. They are listed as:

- *Biotite and amphibole granodiorites* (**ABS_b**);
- *Biotite leucosyenogranites*, coarse in size, white-pinkish in color (**VLD_c**);
- *Biotite microleucosyenogranites*, middle-fine in size, grey in color (**VLD_d**);
- *Biotite microsyenogranites* (**VLD_e**).

The contacts of the main plutonic bodies are intrusive, usually sub-horizontal, with frequent magmatic apophyses into the above paleozoic metamorphic roof rock. Moreover, the microsyenogranites clusters almost always exhibit vertical contacts.

The major plutonic bodies are leucosyenogranites (*Monte Lattias facies*, **VLD_c**), biotite bearing, white-pinkish in color, and microleucosyenogranites (*Gutturu Derettu facies*, **VLD_a**), white to grey in color, displaying a coarse to medium-fine porphyritic inequigranular structure and an isotropic texture, occasionally with 1-3 cm potassium feldspar crystals, exhibiting locally microgranular decimetric enclaves of magmatic tonalite-granodiorite type or abundant aplo-pegmatite lenses, metric in size.

Lesser biotite and amphibole granodiorites (*Monte Omu facies*, **ABS_b**), grey in color, medium grained, exhibit microgranular magmatic enclaves tonalite-granodiorite type; they outcrop in a restricted northernmost area of the map sheet, east of Gonnosfanadiga village, and are usually affected of strongly disintegration with very altered feldspars.

The microsyenogranites bodies (*Punta Sa Cresia facies*, **VLD_c**), sometimes biotite- or muscovite-rich (*greisen facies*), pinkish in color, display an equigranular structure, exhibit microgranites, miarhyolites and aplo-pegmatites facies in bodies and stocks, all outcrop frequently near the embedded contacts. Outcrops texture and nature indicates their late intrusive character.

All plutons are usually macroscopically isotropic, their emplacement intersecting the fold structures of metamorphic basement and varying degrees of thermal aureole metamorphism is product in the surroundings.

Not available new geochronologic data within the Villacidro map sheet, the exact geochronology of intrusives rocks is based upon strict correlations with similar intrusives outcropping in other parts of Sardinia, so an Upper Carboniferous- Lower Permian age is inferred. Particularly, a recent geochronologic data, carried out in the neighboring Capoterra map sheet, allows referring the “Punta sa Cresia” *facies* to a Lower Permian age (289 ± 1 My).

The Sulcis granitoids were also emplaced in the upper crust, at pressures less than 2 kbar, during the final phases and *post*-exhumation of the Hercynian basement: the evidence of this includes the aforementioned outcrops’ aspects, the intrusive bodies shapes, and the metamorphic contacts paragenesis.

Chemical analyses of the most representative lithotypes show that all the plutons in this map area belong to the “high potassium calc-alkaline association” typical of the Sardinia-Corsica batholith.

The compositional range lies wholly within the leucocratic syenogranites, which represent the most common facies. The overall intrusive association shows strong petrochemical and lithological relationships to the most acidic types, even

the muscovite microgranite shows the results of differentiation of a monzogranite pluton. Frequent microcrystalline magmatic enclaves within the granodiorite facies indicate a partial interaction with subcrustal basic magmas.

The sequence emplacement began with the granodiorites plutons of M. Omu *facies*, eastern extension of the more huge Arburese pluton, followed by the leucosyenogranites of Monte Lattias and Gutturu Derettu *facies*, and by microleucogranite clusters of Punta sa Cresia *facies*, finally the dyke system.

The magmatic dykes intersect both the metamorphic basement and the granitoids, showing a prevailing NE-SW, NNW-SSE, rare E-W strike, with steep inclinations.

The rhyolitic porphyry dikes (**fp**), brick red to ocher in color, grey-pinkish when altered, thicknesses usually do not exceed several tens of meters; display a porphyric texture, with perthitic orthoclase, plagioclase (oligoclase) and quartz phenocrysts, lesser biotite. All these minerals are usually also found in the groundmass.

The main hydrothermal quartz dyke systems (**fq**) also intersect either the metamorphic basement or the granitoids. These bodies display Fe-oxids alterations and/or mineralized to baryte, fluorspar, calcite and lesser metallic sulfides.

The intermediate-basic dykes (**fi**), from basaltic to andesitic in composition, are rare; their thicknesses do not exceed 2 meters. They are massive, very fine-grained, usually displaying a holocrystal texture, sometimes a micro-porphyritic texture is found, with amphibole and/or plagioclase phenocrysts.

No Mesozoic sediments were found within the area of Villacidro map sheet, likely due to pre-Eocene erosion.

The Tertiary sequence, consisting of volcanic rocks plus marine and continental sedimentary deposits, characterize most northeastern area of the Villacidro map sheet.

Paleogene sediments, belonging to the *Monte Cardiga formation* (**FMC**, Early Eocene), outcrop in a limited area in the north-eastern area of the map sheet; two facies have been recognized: coarse sandstones and quartz conglomerates (**FMC_a**); sandy limestones, darkish-grey in color, enriched in blackish ostrea faunas (*Pycnodonta*) (**FMC_b**).

These sediments represent residual land outcrops of the Eocene transgression displaced and isolated during the wide-spread Oligo-Miocene volcanic eruptions, underlying an apparent stratigraphic contact.

Then follow continental deposits belonging to the *Cixerri formation* (**CIX**): they exhibit polygenic conglomerates, sandstones from coarse- to fine- grained, in a carbonate cement, locally in a reddish sandy siltstones matrix, layered in levels and banks. In the Villacidro map sheet these deposits show nor up nor down stratigraphic contacts, reaching up to some meters in thickness.

These clastics have been deposited within an alluvial plain system during the Middle Eocene-Late Oligocene. Their deposition followed an intense phase of erosion triggered by Pyrenean tectonic motion.

The Cenozoic volcanic rocks of the Villacidro map sheet belong to the Oligocene-Miocene calc-alkaline sardinian magmatism, characterized by andesite porphyry domes and associated *block and ash flow*, *pyroclastic flow* and *fall* deposits and interlayered epiclastic and sedimentary sequences, basic-intermediate to acidic in composition, and orogenic in character.

The intermediate-basic lavas (*Monte Mannu amphibolic Andesites*, **MMN**) predominate in the lower and middle part of the sequence; they are massive fanneritic lava flows, dark to darkish-grey in color, greenish to purple when altered, displaying an isotropic or pseudofluidale texture and a porphyritic structure; exhibit plagioclase, amphibole (max 2 cm) and quartz phenocrysts, in a plagioclase bearing groundmass; they outcrop as domes, dykes and lava flows shapes emplacements, locally autoclastic apron breccias.

The acidic pyroclastics, whether falls or flows (ignimbrites), prevail in the middle-upper volcanic sequence. The ignimbrites' compositions vary from dacite to basaltic-andesite.

The volcanic succession begins with an epiclastic sequence of ignimbrite breccias, polygenic conglomerates of andesitic clasts, yellowish sandstones and siltstones overlaid by a pyroclastic sequence of welded to weakly welded strata emplacements enriched in pumice composition, over decimetric in size (*M. Ibera Ignimbrites*, **MIR**).

Follow pyroclastic flows: in *block and ash flow facies* displaying variously altered andesitic blocks, locally with paleozoic metamorphic clasts (*Brunco de Didus Pyroclastites*, **DIU**) and then a pyroclastic ignimbrite, from pink to purple in color, displaying fluidale texture of isoriented pumice, quartz, amphibole and sanidine phenocrysts, locally reddish cinereous levels enriched in *lapilli*, with *silica cup* banks at the top of sequence (*M. Porceddu Pyroclastites*, **PDD**).

Epiclastic deposits are also present. Two depositional facies have been recognized within: a clastic facies, composed of prevailing chaotic polygenic conglomerates and breccias, frequently displaying rhythm changes of clay yellowish marls, carbonaceous siltstones, brownish volcanogenic sandstones; and a carbonaceous facies, exhibit muddy and flinty limestones, often deformed by slumps (*Serrenti epiclastics and sedimentary facies*, **RRT**).

Hydrothermal circulations affected most of the volcano-sedimentary oligo-miocene sequence outcropping in the north-eastern area of the Villacidro map sheet. Early hydrothermal activity was responsible for the acid alteration typical of high-sulfidation deposits, with formation of four hypogene alteration types of decreasing intensity, with a rough spatial zonation: silification (in massive and *vuggy*

silica veins and bodies), advanced argillic alteration (borders *vuggy* and massive silica alterations with kaolinite minerals), argillic alteration (marked by presence of montmorillonite) and propylitization (as district wide alterations halo).

A volcanic complex, affected by such an intense hydrothermal alteration, has been mapped at Monte Santu Miali (*Monte Santu Miali Complex, SMI*), whose volcanic structure, given by andesitic lava domes, polygenic breccias and massive tuffs, have been interpreted as a central volcanic building in which a small dome extrusion has been emplaced within a volcanogenic host rock. Previous geological studies considered the same volcanic structure to be a type of volcanic diatremic pipe structure.

This area has been intensively exploited for mining activities (Sardinia Gold Mining), having this last been a big industry's research gold centers, with mining title for the decade between 1994 and 2004.

Pyroclastic flow deposits are also found along the southern edge of the Villacidro map sheet (*Siliqua Piroclastites, SQA*); they are weakly cemented deposits, coarsely laminated, exhibit angular microvesicular andesitic lava clasts, plagioclase and amphibole bearing phenocrysts in a clear groundmass; lesser conglomerates of epiclastic origin. These volcanics outcrop more extensively to the south within the Assemini map sheet, which leads for specific.

Laying above volcanics follow continental and marine deposits referred to the 1st sedimentary Miocene cycle (*sensu ASSORGIA et alii, 1997a; 1997b; 1997c*).

Late Oligocene-Early Miocene in age deposits are locally found; they are coarse continental conglomerates and sandstones, predominantly volcanic in composition, polygenetic and heterometric breccias, in a reddish silty-clay matrix (*Ussana formation, USS*).

Miocene marine sedimentary sequence begins with Aquitanian massive white bioclastic to biohermal limestones, 5 to 10 meter in thickness, exhibit abundant red algae, corals and bryozoan faunas (*Villagrecia Limestones, VLG*).

Then follow prevailing marls deposits, yellowish to greyish in color, in irregular alternating layers of silts or conglomerates, enriched in molluscal, lesser echinoids, ichtyolitic and vegetal carbon fragments, calcareous nannoplankton (*Helicosphaera carteri Zone and H. ampliapertura Zone: MNN2a, MNN2b; Sphenolithus belemnus Zone: MNN3*), usually volcanoclastic matrix in composition, lesser bullous and scoriacea "peperite" facies (*Marmilla formation, MML*), more than several tens of meters in thickness, estimating a total of 100 m, although faults and folds hinder a precise evaluation.

Darkish massive porphyritic lavas and pyroclastic deposits, andesitic to basaltic in composition (*Bruncu su Sensu Lavas, BSU*), intersect the Marmilla marly sequence, displaying dykes with prevailing NE-SW strike, sills and lavas flow emplacement shapes, locally with silification of host crossed deposits.

New geochronologic data within the Villacidro map sheet allow to refer this volcanic activity to an Early Burdigalian age (Ar/Ar: $19,7 \pm 4,1$ Ma).

The sedimentological characters, the deformed sedimentary and the sin-sedimentary volcanic activity affecting the *Marmilla formation* highlights the sedimentary basin instability during the Early Miocene.

The Miocene sedimentary sequence outcropping in the Villacidro map sheet ends with a monotonous thick marly-arenaceous-silty succession, very fossiliferous (pteropods; molluscs; foraminifers: *Globigerinoides bisfericus*, *Praeorbulina glomerosa*; calcareous nannoplankton: *Helicosphaera ampliaper-ta-Sphenolithus heteromorphus* Zone: MNN4a) (*Gesturi* Marls, **GST**), locally epiclastic sediments and pomiceous-cinereous tuffs (**GSTa**). On basic fossil associations, these deposits are Late Burdigalian-Middle Langhian in age, and therefore included in the 2nd sedimentary Miocene cycle (*sensu* ASSORGIA *et alii*, 1997a; 1997b; 1997c).

Quaternary sediments outcropping in this map sheet are exclusively continental facies. Two main depositional units have been mapped: they are separated by a major erosional surface which is linked to a period of ravinement and terracing.

Pleistocene deposits (*Portovesme* Synthem, **PVM**) outcrop in the central area of the Villacidro map sheet, therefore eastern as western Campidano Valley. They are often shaped by escarpments which correspond to an inactive Holocene shoreline (an inactive headland). These deposits are usually composed of alluvial deposits undergoing pedogenesis and terracing (**PVM_{2a}**), lesser eolic sands deposits (**PVM_{2b}**) and debris slope “*éboulis ordonnés*” type (**PVM_{2c}**).

Holocene deposits are mapped within one large unit, with sub-units based upon the depositional environments and their degree of activity (e.g. active alluvial deposits, **b**; swamps deposits, **e**; eluvial and colluvial deposits, **b₂**; debris slope deposits, **a**; inactive terraced alluvial deposits, **b_n**; travertines, **f₁**; landslides deposits, **a₁**). This unit also comprises deposits of anthropic origin, **h₁**.

LEGEND GEOLOGICAL MAP

QUATERNARY DEPOSITS

HOLOCENE DEPOSITS

Anthropic deposits (h)

Mining wastes (h_{1m}); industrial wastes (h_{1i}); rubbish dump of inert (h_{1n}); urban solid wastes (h_{1u}); fill material and reclaimed areas (h_{1r}). *HOLOCENE*

Active alluvial deposits (b)

Primarily coarse to very coarse polygenic gravels and lesser sands in lenses (b_a); primarily badly sorting quartz sands (b_b); primarily silts and clays (b_c). *HOLOCENE*

Swamps deposits (e)

Very plastic clays, locally enriched in organic matter, sometimes with thin sandy intercalations containing shells of bivalves (*Cerastoderma glaucum*), terrestrial gastropods (*Hydrobia ventrosa*) and ostracods (*Cyprideis*) (e_a). Old lagoonal longshore sandy bar (e_b). *HOLOCENE*

Eluvial and colluvial deposits (b_2)

Detritus in a fine-grained clays-arenaceous matrix, sometimes more or less developed soil intercalations, with low or absent gravity transport. *HOLOCENE*

Debris slope deposits (a)

Chaotic accumulations of detritus, from angular to subangular clasts, sometimes partially cemented, place down by gravity. *HOLOCENE*

Inactive terraced alluvial deposits (b_n)

Primarily polygenic gravels (b_{na}), lesser sands in lenses from coarse to very fine grained (b_{nb}), primarily silts and clays (b_{nc}). *HOLOCENE*

Travertines deposits (f₁)

Calcium-carbonate deposits strongly cemented, predominantly with biotic materials as plant remains, growforms or shells of terrestrial gastropods, lesser clastic materials variously sized.

HOLOCENE

Landslides deposits (a₁)

Detrital limestones accumulations related to landslides (Monte Sebera). *HOLOCENE*

PLEISTOCENE DEPOSITS**PORTOVESME SYNTHEM (PVM)***Portosusco subsynthem (PVM₂)*

Terraced polygenic alluvial gravels deposits, primarily metamorphic and magmatic paleozoic clasts, decimetric in size, lesser sands; frequently very coarse gravels in the apical alluvial fan deposits; locally thin pedogenized soil intercalations: (PVM_{2a}). Eolic sands deposits: (PVM_{2b}). Debris slope marls deposits, “*éboulis ordonnés*” type: (PVM_{2c}). *UPPER PLEISTOCENE*

TERTIARY VOLCANO-SEDIMENTARY SUCCESSIONS**OLIGOCENE-MIOCENE VOLCANO-SEDIMENTARY SUCCESSION****MARNE DI GESTURI (GST)** (2° Miocene Cycle, *sensu* ASSORGIA *et alii*, 1997)

Arenaceous and silty yellowish marls, interbedded with sandstones and limestones rich in pteropods (*Vaginella depressa*, *V. austriaca*, *Clio pedemontana*), molluscal fragments (*Aequipecten northamptoni*, *Amussium*), foraminifers (*Globigerinoides bisfericus*, *Praeorbulina glomerata*), calcareous nannoplankton (*Helicosphaera ampliaperta* - *Sphenolithus heteromorphus* Zone: MNN4a), ichthyolitic and vegetal fragments (GST). Pomiceous and cinereous greynish tuffites, pyroclastites and epiclastites (GST_a). *UPPER BURDIGALIAN - MIDDLE LANGHIAN*

BRUNCU SU SENSU LAVAS AND PYROCLASTITES (BSU)

Welded pyroclastic deposits, displaying violet variously altered andesitic clasts and clayed greenish pumice (1mm-5cm), (*loc. P.ta Funtananoa*) (BSU_b).

Darkish-grey porphyritic massive lavas flow, basaltic andesites and basalts in composition, exhibit an isotropic to fluidic texture, displaying plagioclase, piroxene and olivine phenocrysts, in a plagioclastic-pyroxenic groundmass; in dykes, sills and flows emplacement shapes (BSU_a).

LOWER BURDIGALIAN (³⁹Ar/⁴⁰Ar: 19,7 ± 4,1 Ma)

MARMILLA FORMATION (RML) (2° Miocene Cycle, *sensu* ASSORGIA *et alii*, 1997)

Marls, arenaceous and silty yellowish marls, grayish and yellowish silt enriched in molluscal fragments (*Propeamussium duodecimlamellatum*, *Corbula* sp., *Venus* cf. *multilamella*, *Ostreinella neglecta*, *Tympanotomus* cf. *deperditus*, *T. calcaratus*, *Mytilus aquitanicus*, *M. galloprovincialis*, *Strombus* cf. *coronatus*), pteropods (*Vaginella* sp., *Cavolinia* sp.), calcareous nannoplankton (*Helicosphaera carteri* Zone: MNN2a; *Helicosphaera ampliaperta* Zone: MNN2b and *Sphenolithus belemnus* Zone: MNN3a), ichthyolitic fragments, echinoids (*Pericosmus* sp.), vegetal fragments

(**RML**). Very fine red clastic deposits, englobing volcanic and metamorphic paleozoic fragments; locally bullous and scoriacea “peperite” facies (**RML_b**). Conglomerates and sandstones, locally silty in matrix, with molluscal fragments (*Ostrea edulis lamellosa*, *Gigantopecten*, *Aequipecten northamptoni*, *Conus sp.*, *Protoma cathedralis*) (**RML_a**).

AQUITANIAN - LOWER BURDIGALIAN

CALCARI DI VILLAGRECA (VLG) (1° Miocene Cycle, *sensu* ASSORGIA *et alii*, 1997)

Bioclastic and biohermal limestones with corals (Porites) and bryozoan faunas, red algae (“Lithothamnium”) and molluscal fragments (*Ostrea edulis lamellosa*) (**VLG**). *LOWER AQUITANIAN*

USSANA FORMATION (USS) (1° Miocene Cycle, *sensu* ASSORGIA *et alii*, 1997)

Coarse conglomerates predominantly volcanic and coarse sandstones oligocene clasts; locally polygenetic and heterometric breccias; silty-clays and sandstones in a reddish silty-clay matrix.

UPPER OLIGOCENE - LOWER MIOCENE (LOWER AQUITANIAN)

SILIIQUA VOLCANIC COMPLEX

SILIIQUA PYROCLASTITES (SQA)

Pyroclastic flow deposits, weakly cemented, coarsely laminated, displaying metric to decimetric angular microvesicular andesitic lava clasts, plagioclase and amphibole phenocrysts in a clear fine groundmass, lesser conglomerates of epiclastic origin (**SQA**). *UPPER OLIGOCENE*

SERRENTI-FURTEI OLIGOCENE VOLCANIC SUCCESSION

MONTE SANTU MIALI COMPLEX (SMI)

Coarse and middle-fine freatic breccias tuffs, with abundant heterometric, chaotic and polygenic paleozoic metamorphic, oligocene andesitic and vuggy silica clasts. Several locally mud dykes with angular or sub-rounded breccias clasts. Litologies are always epithermally altered (“high sulfidation” like), locally with gold mineralization (**SMI**). Sometimes strongly silicified bodies (**SMI_a**).

UPPER OLIGOCENE

MONTE PORCEDDU PYROCLASTITES (PDD)

Pink to purple **pyroclastic ignimbrite (PDD_a)** displaying fluidale texture of isooriented polychromatic pumice, quartz, amphibole and sanidine phenocrysts, reddish cinereous level enriched in lapilli; mud carbonaceous levels. **Silica cap** banks at the top of sequence (**PDD_b**).

UPPER OLIGOCENE

SERRENTI EPICLASTITES (RRT)

Volcanogenic epiclastic facies (RRT_b): clay and silty marls, yellowish in color, displaying rhythm changes, carbonaceous siltstone with vegetal silicified fragments, very fine stratified siltstone (1-5 cm); fine to middle-fine yellowish to brownish volcanogenic sandstones, locally exhibit very fine stratified yellow and dark grey to purple strata; greenish silty clay with vegetal fragments; locally fine or coarse angular polygenic conglomerates horizons to prevailing andesitic and paleozoic clasts, carbonaceous muds. *UPPER OLIGOCENE*

Carbonatic facies (RRT_a): well stratified muddy and flinty limestones, light grey to blackish in color, alternating in light silicified pelitic levels, often deformed by slumps. *UPPER OLIGOCENE*

BRUNCU DE DIDUS PIROCLASTITES (DIU)

Welded pyroclastic flow in block and ash flow facies, displaying variously altered andesitic blocks, decimetric to metric in size; locally exhibit paleozoic metamorphic clasts.

UPPER OLIGOCENE

MONTE IBERA IGNIMBRITE (MIR)

Pyroclastic flow (MIR): piroclastic flow, grey in color, in welded to weakly welded emplacement strata enriched in pumice composition, purple and greenish andesitic clasts, displaying plagioclase, amphibole, quartz and biotite free phenocrysts.

Epiclastic sequence (MIR_a): ignimbrite breccias, polygenic conglomerates of andesitic prevailing clasts, clear flinty muds, yellowish sandstones and siltstones.

UPPER OLIGOCENE

MONTE MANNU AMPHIBOLIC ANDESITES (MMN)

Massive faneritic lavas flow, dark to darkish-grey in color, greenish to purple if altered, displaying an isotropic to pseudofluidale texture and a porphyritic structure, exhibit plagioclase, amphibole (max 2 cm) and quartz phenocrysts, in a plagioclase bearing groundmass. In domes, dykes and flows emplacement shapes, locally autoclastic apron breccias. Strongly propylitic to argillic alteration. *UPPER OLIGOCENE*

PALAEOGENE SEDIMENTARY SUCCESSION**CIXERRI FORMATION (CIX)**

Siliciclastic sandstones, marls, polygenic conglomerates, in a reddish silty clay matrix.

MIDDLE EOCENE - ?LOWER OLIGOCENE

MONTE CARDIGA FORMATION (FMC)

Limestones to ostrea faunas (FMC_p): Massive arenaceous limestones, darkish-gray in color, enriched in blackish ostrea faunas (*Pycnodonta*).

Sandstones and "puddinghe" (FMC_a): coarse sandstones and quartz conglomerates (loc. Bruncu sa Casa).

LOWER EOCENE

LATE-PALAEOZOIC INTRUSIVE COMPLEX AND DYKE SYSTEM**DYKE SYSTEM**

Quartz dykes (fq): hydrothermal quartz bodies, locally Fe-oxids alterations and/or mineralized to baryte, fluorspar, calcite and lesser metallic sulphides.

Granitic dykes (fp): rhyolitic porphyry bodies.

Dykes of intermediate to basic composition (fi): from andesitic to basaltic, undistinguished

UPPER CARBONIFEROUS - PERMIAN

GRANITOIDS**VILLACIDRO INTRUSIVE UNIT (VLD)****Biotite microsyenogranites.** *Facies Punta Sa Cresia (VLD_e)*

Biotite microsyenogranites, sometimes muscovite-rich (*greisen facies*), pinkish in color, display an equigranular structure. Abundant petrographical differentiated aplopegmatite bodies.

Biotite microleucosyenogranites. *Facies Gutturu Derettu (VLD_d)*

Biotite microleucosyenogranites, middle-fine to fine in size, white to grey in color, displaying a porphyritic inequigranular structure and an isotrope texture. Microgranular border lithofacies. Abundant aplopegmatite lenses, metric in size.

Biotite leucosyenogranites. *Facies Monte Lattias (VLD_e)*

Biotite leucosyenogranites, white-pinkish in color, display a weakly inequigranular coarse in size structure and an isotrope texture. From porphyritic to microgranular border facies with abundant aplopegmatite lenses. Exhibit microgranular enclaves of magmatic tonalite-granodiorite type. (*Campanas de Sisinni Conti*).

*UPPER CARBONIFEROUS - PERMIAN***ARBUS INTRUSIVE UNIT (ABS)***Gonnosfanadiga intrusive sub-unit (ABS₂)***Biotite and amphibole granodiorites.** *Facies Monte Omu (ABS_{2b})*

Biotite and amphibole granodiorites, medium grained, grey in color, displaying an equigranular structure and an isotrope texture. Exhibit microgranular enclaves of magmatic tonalite-granodiorite type.

*UPPER CARBONIFEROUS - PERMIAN***PALAEOZOIC METAMORPHIC BASEMENT****EXTERNAL NAPPE ZONE****SARRABUS TECTONIC UNIT****ARENARIE DI SAN VITO (SVI)**

Irregular bedding, decimetric to metric in size, of micaceous metasandstones, quartzites, sandy-metasiltstones grey-greenish in color, metapelites and metasiltstones black in color embedded within. *MIDDLE-CAMBRIAN - LOWER ORDOVICIAN*

ARBURESE TECTONIC UNIT**ARENARIE DI SAN VITO (SVI)**

Irregular bedding, decimetric to metric in size, of micaceous metasandstones, quartzites, sandy-metasiltstones grey-greenish in color, locally purple, metapelites and metasiltstones black in color, locally phosphatic nodules (?) embedded within (**SVI**). Metaconglomerates prevailing quartz clast and sandy-metaquartzites (**SVI_a**).

MIDDLE-CAMBRIAN - LOWER ORDOVICIAN

GERREI TECTONIC UNIT**SCISTI A GRAPTOLITI AUCT. (SGA)**

Black more or less carbonious shales and metasilstones; locally metalimestones processed in skarn. *LOWER SILURIAN - ?MIDDLE DEVONIAN*

METARCOSE DI GENNA MESA (MGM)

Metasandstones, grey-greenish or very light brown in color, locally micaceous, lesser quartzites and metasilstones. Metarkose locally micaceous in a clear volcanogenic matrix (**MGM**). Polygenic metaconglomerates to prevailing quartz and quartzitic clasts, lesser coarse metasandstones and sedimentary sheets of heavy minerals (*placers?*) embedded within, locally in a volcanogenic matrix. Lesser volcanogenic horizons at the bottom of sequence (**MGM_a**).

UPPER ORDOVICIAN (CARADOC-?ASHGILL)

ARENARIE DI SAN VITO (SVI)

Irregular bedding, decimetric to metric in size, of micaceous metasandstones, quartzites, sandy-metasilstones grey-greenish in color, locally purple, metapelites and metasilstones black in color embedded within (**SVI**). *MIDDLE-CAMBRIAN - LOWER ORDOVICIAN*

IGLESIENTE-SULCIS EXTERNAL ZONE**POST-SARDINIAN UNCONFORMITY SEDIMENTARY SUCCESSION****FLUMINIMAGGIORE FORMATION (FLU)**

Massive laminated nodular metalimestones processed in skarn or silicified.

MIDDLE-UPPER SILURIAN

GENNA MUXERRU FORMATION (MUX)

Metasilstones, metapelites and shales, blackish in color, carboniferous in composition, locally interbedded to black metasandstones. *LOWER SILURIAN (UPPER LLANDOVERY)*

RIO SAN MARCO FORMATION (RSM)

Girisi Member (RSM₄). Metapelites, metasilstones and lesser metasandstones, middle-fine in size, usually massive, from dark-grey to blackish in color, with rarely parallel laminations, sometimes random granular quartz clasts within metasilites facies.

Serra Corroga Member (RSM₃). Rhythmic bedding of metasilstones and metasandstones, fine grained, grey to greenish in color, in plane millimetric horizons.

Cuccuruneddu Member (RSM₂). Rhythmic torbiditic bedding of fine grained metasandstones, metasilstones and massive clear silty-metamudstones, grey to grey-greenish in color, in centimetric to decimetric horizons characterized by parallel and cross laminations.

UPPER ORDOVICIAN (UPPER ASHGILL)

DOMUSNOVAS FORMATION (DMV)

Massive metasandstones, grey-greenish in color, and locally micaceous sandy-metasilstones, grey in color. *UPPER ORDOVICIAN (ASHGILL)*



PROGETTO
CARG

547 "VILLACIDRO"

PROGETTO
CARGO



PROGETTO
CARGO

547 "VILLACIDRO"

PROGETTO
CARGO



PROGETTO
CARG

547 "VILLACIDRO"

PROGETTO
CARGO



PROGETTO
CARG

547 "VILLACIDRO"