



## VI. LINEAMENTI DELLA GEOLOGIA DELL'IGLESIENTE - SULCIS

CARMIGNANI L.\* , COCOZZA T.\*\* , GANDIN A.\*\* & PERTUSATI P.C.\*

\* Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Pisa, v. S. Maria, 53 - Pisa.

\*\* Istituto di Geologia e Paleontologia dell'Università di Siena, v. delle Cerchia, 3 - Siena.

### 1. STRATIGRAFIA E SEDIMENTOLOGIA

Nella Sardegna sud-occidentale affiorano le formazioni paleontologicamente datate più antiche di tutta l'isola. Si tratta della classica successione del Cambrico inferiore e medio dell'Iglesiente. Nel Sulcis il Cambrico inferiore poggia su una successione generalmente attribuita all'Infracambriano e/o al Precambriano (COCOZZA *et al.*, 1972; COCOZZA & LEONE, 1977; JUNKER & SCHOERSCHER, 1979; JUNKER & SCHNEIDER, 1979; NAUD, 1979) che indicheremo come successione del Sulcis.

#### 1.1. LA SUCCESSIONE DEL SULCIS

I terreni più profondi della successione affiorano all'estremità meridionale della Sardegna presso Capo Spartivento (COCOZZA *et al.*, 1972). Si tratta dei micascisti polimetamorfici di Monte Settiballas (MINZONI, 1981) e dell'ortogneiss di Monte Filau. L'ortogneiss deriva da magmatiti di origine crostale ( $Sr^{87}/Sr^{86} = 0,7122 \pm 0,0058$ ; SCHARBERT, 1978) e la sua età radiometrica con il metodo Rb/Sr è risultata di  $427 \pm 34$  m.a. (COCOZZA *et al.*, 1977; FERRARA *et al.*, 1978).

Questo complesso basale è sormontato da una potente successione epimetamorfica prevalentemente detritica: Formazione di Bithia (JUNKER & SCHNEIDER, 1979). A causa della grande complicazione strutturale una stima del suo spessore è difficile, secondo JUNKER & SCHNEIDER (1979) arriverebbe a circa 2000 m di spessore.

La parte inferiore della formazione è costituita da argilloscisti alternati a metarena-

rie anche feldspatiche con livelli di metaconglomerati che comprendono anche elementi quarzoso-feldspatici simili all'ortogneiss sottostante (COCOZZA & LEONE, 1977; JUNKER & SCHOERSCHER, 1979) e intercalazioni di originarie ftaniti e vulcaniti basiche. Caratteristiche di questa parte della successione sono le lenti di metacalcari spesso dolomitici e ferruginosi che si possono seguire, a nord di Monte Filau, dal porto di Chia fino alla Torre di Malfatano. La parte superiore della formazione è costituita da una monotona alternanza di argilloscisti con subordinate metarenarie.

L'attribuzione stratigrafica di queste formazioni è ancora incerta. Gli unici fossili sono acritarchi, scarsi e mal conservati, provenienti dalla Formazione di Bithia e attribuiti dubitativamente al Precambriano (PITTAU DEMELIA & DEL RIO, 1982). Inoltre, secondo MINZONI (1981) la Formazione di Bithia è ricoperta stratigraficamente dal Membro di Matoppa (Formazione di Nebida) in cui è ben documentato il Cambrico inferiore.

Per quanto riguarda l'età di messa in posto delle magmatiti da cui è derivato l'ortogneiss di Monte Filau permangono dati contrastanti. L'età radiometrica ( $427 \pm 34$  m.a.) indica una messa in posto in tempi caledonici (o eocaledonici) mentre la presenza di metaconglomerati con elementi di ortogneiss nella Formazione di Bithia (COCOZZA *et al.*, 1977; COCOZZA & LEONE, 1977) suggerirebbero un parziale smantellamento di queste magmatiti in età molto più antica. Alcuni Autori (COCOZZA *et al.*, 1977; NAUD, 1979), dando «maggior peso» a quest'ultimo argomento, hanno supposto un «ringiovanimento» dell'età radiometrica dovuto all'intenso metamorfismo di contatto indotto in quest'area dai granitoidi tardo-ercinici (CONTI *et al.*, 1970, 1972).

Qualunque sia l'età di messa in posto di queste magmatiti, i rapporti stratigrafici tra la Formazione di Bithia e il Cambrico inferiore

Lavoro eseguito con i contributi del «Centro di Studio per la Geologia Strutturale e Dinamica dell'Appennino» Pisa e del CNR contr. n. 80.01350.80; 80.02580.05 Siena Pubbl. n. 33 del «Centro di Studio per la Geologia Strutturale e Dinamica dell'Appennino», Pisa.

re sovrastante e l'assenza di importanti raddoppi tettonici nella successione (MINZONI, 1981) proverebbero che nel Sulcis affiorano i terreni più antichi della Sardegna sud-occidentale.

Una ipotesi suggestiva, che richiede ulteriori ricerche, è che la Formazione di Bithia rappresenti una formazione trasgressiva su uno zoccolo di cui farebbero parte i micascisti di Settiballas e secondo alcuni Autori anche l'ortogneiss di Monte Filau. Analogie con la sequenza alcudiese della Sierra Morena (Spagna) suggeriscono che la parte basale della sequenza del Sulcis (micascisti di Settiballas) possa essere riferita al Penteveriano e la sua parte superiore (Formazione di Bithia) al Brioveriano (COCOZZA, 1979).

## 1.2. LA SUCCESSIONE CAMBRICA DELL'IGLESIENTE

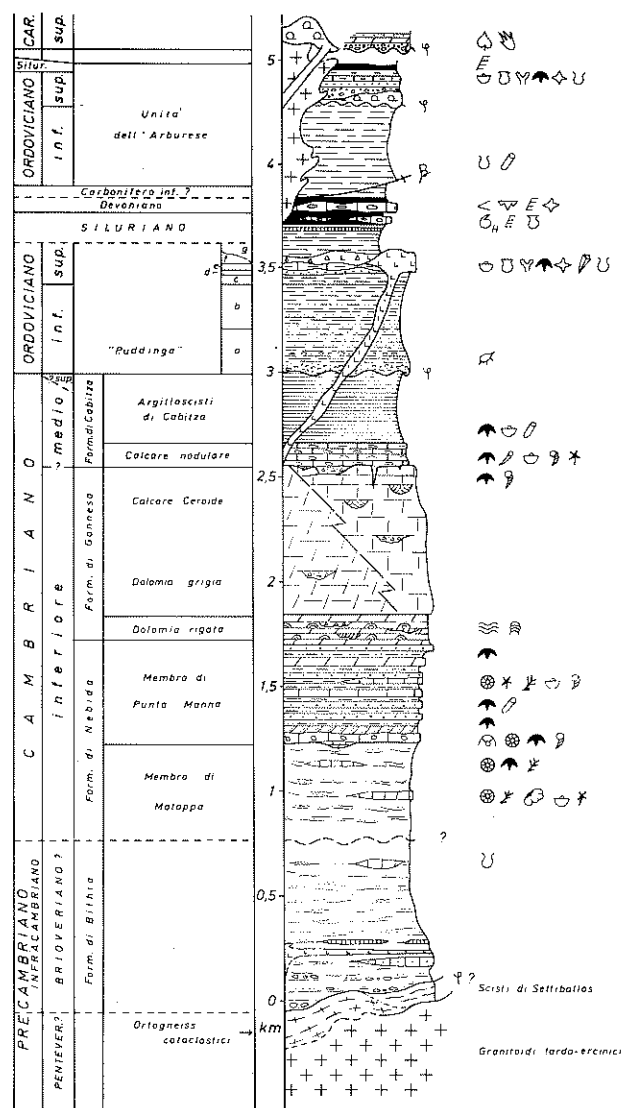
Alla Formazione di Bithia, che affiora solo nel Sulcis, segue con contatto apparentemente concordante (MINZONI, 1981) una potente serie cambrica costituita da tre formazioni: Formazione di Nebida, Formazione di Gonnessa e Formazione di Cabitzza, a loro volta divise in vari membri (fig. VI.1).

Tutta la serie è interessata da un metamorfismo regionale ercinico di basso grado (anchizona - epizona?) e da deformazioni che solo localmente traspongono completamente le originarie strutture sedimentarie. Perciò nella descrizione della successione faremo spesso riferimento solo alla natura originaria delle rocce sempre facilmente riconoscibile.

### a - Formazione di Nebida

La parte basale della formazione è costituita dal Membro di Matoppa. Nel Sulcis settentrionale questo membro è costituito da una originaria alternanza argilloso-arenacea simile alla parte alta della Formazione di Bithia. Nell'Iglesiente il Membro di Matoppa rappresenta il termine più antico della successione affiorante e diviene sempre più siltitico e arenaceo procedendo da sud verso nord e nord-ovest. In esso si trovano lenti calcaree ad alghe e archeociati che possono essere raggruppate in almeno tre livelli con spessori crescenti dal basso verso l'alto.

In queste lenti, alle alghe e agli archeociati, si associano frequentemente resti di trilobiti, di *Hyolithes*, *Chancelloria*, spicole di spongiari e più raramente di echinodermi. Nella lente di Monte Cuccurinu (presso Genna Bogai), RASETTI (1972) ha raccolto *Hebedescina sardoa* e *Iglesella ichnusae*. L'analisi dell'as-



1 ⊕ - 2 ☉ - 3 E - 4 ⊔ - 5 ⊕ - 6 ☉ - 7 ☉ - 8 ⊕ - 9 ⊕ - 10 ⊕ - 11 ⊕ - 12 ⊕ - 13 ⊕  
14 ⊕ - 15 ⊕ - 16 ⊕ - 17 ⊕ - 18 ⊕ - 19 ⊕ - 20 ⊕ - 21 ⊕ - 22 ⊕ - 23 ⊕ - 24 ⊕ - 25 ⊕

Fig. VI.1 - Successione paleozoica dell'Iglesiente-Sulcis. Per la spiegazione delle litologie vedere nel testo.

1: Resti di piante; 2: Impronte di microsauri; 3: Graptoliti; 4: Brachiopodi; 5: Lamellibranchi; 6: Briozoi; 7: Trilobiti; 8: Echinodermi; 9: Acritarchi; 10: Tracce fossili; 11: Tentaculiti; 12: Conodonti; 13: Cefalopodi; Ammonoidea; 14: Conularidi; 15: Ostracodi; 16: Carpoidi; 17: Chancelloria; 18: Stromatoliti; 19: Stromatoliti; 20: Alghe; 21: Oncoliti; 22: Archeociati; 23: Stenothecoides; 24: Discordanze; 25: Contatto tettonico.

sociazione ad archeociati ha permesso di datare questo membro all'Aldaniano superiore e forse Leniano basale (DEBRENNE, 1972).

L'ambiente deposizionale di questo membro era un fronte deltizio orientato verso est e sud-est, nelle cui aree più protette (per esempio baie interdistributarie) si instauravano localmente *mounds* algali o ad archeociati.

Direttamente sui depositi terrigeni e solo localmente su lenti calcaree ad alghe e ar-

cheociati, si ritrova l'«orizzonte oolitico» che costituisce la base del Membro di Punta Manna. In certe zone questo orizzonte si può seguire per vari chilometri, presenta spessori fino a 100 m e mantiene per tutto l'Iglesiente-Sulcis caratteri litologici e sedimentologici piuttosto costanti. Prevalgono le facies oolitiche e oncolitiche, ma sono frequenti anche calcareniti con stratificazione incrociata di tipo «*herring-bone*» (DEBRENNE *et al.*, 1979). L'ambiente di deposizione corrisponde a quello di un sistema di barriera oolitica con subambienti di delta oolitico, laguna e spiaggia (FANNI *et al.*, 1981).

A questo orizzonte fa seguito una ritmica alternanza di arenarie, talora con evidente stratificazione incrociata, *ripple marks* asimmetrici e bioturbazioni; e di calcari più o meno dolomitizzati, talora oolitici con stratificazione incrociata, talora ricchi di frammenti di archeociati, trilobiti, echinodermi e lingulidi.

Nella parte alta della sequenza gli intercalari carbonatici sono dolomitici e presentano strutture da disseccamento o a tappeti algali che preannunciano i caratteri del successivo Membro della Dolomia rigata. Lo spessore medio è di circa 80 m.

Le condizioni di deposizione di questo membro corrispondono ad un ambiente lagunare in cui l'apporto terrigeno si alternava alla deposizione carbonatica con apporto di organismi di mare aperto.

#### b - Formazione di Gonnese («Metallifero» AUCT.)

La formazione inizia con il Membro della Dolomia rigata che generalmente segna la fine degli apporti terrigeni sulla piattaforma epicontinentale cambrica e l'inizio della sedimentazione prevalentemente carbonatica.

Lo spessore di questo membro è estremamente variabile: da 20 m a 250 m.

Le litofacies sono rappresentate per la maggior parte da dolomie «primarie» a tappeti algali, con strutture da disseccamento e diagenesi vadosa, con sottili intercalari oolitici o pellettiferi, spesso silicizzati e con pseudomorfi di solfati e di salgemma. Nell'Iglesiente vi sono intercalati due o più sottili livelli di ossidi e idrossidi di ferro mentre nel Sulcis settentrionale si trovano frequenti lenti di «barite zebrata» talora sicilizzata. Nel Sulcis settentrionale questo membro è rappresentato da calcari scuri che talora contengono brecce intraformazionali, come nella zona Mont'Ega-sa Marchesa (BONI *et al.*, 1980).

L'ambiente di deposizione è assimilabile a un *tidal-flat* in ambiente arido e caldo che,

nella parte più settentrionale, è stato esposto a più frequenti e lunghi periodi di emersione (livelli a ossidi e idrossidi di ferro), nella parte centrale, ha sviluppato un ambiente evaporitico (barite), mentre nella parte meridionale si trovava in condizioni prevalentemente subtidali (CARANNANTE *et al.*, 1981; GANDIN *et al.*, 1973; 1974 a,b).

Il Membro della Dolomia grigia è costituito da dolomia massiva ed è eteropico con il Membro del Calcere ceroide. Il passaggio tra Dolomia rigata e Dolomia grigia è spesso sfumato ed è difficile da riconoscere in campagna in quanto la Dolomia grigia mantiene le stesse facies algali-peloidali e vadose del membro sottostante. La differenza tra i due membri è invece evidente all'analisi petrografica: la Dolomia grigia mostra una netta dolomitizzazione diagenetica, talora così spinta da cancellare totalmente la tessitura e le strutture primarie e inoltre è completamente priva di materiale terrigeno e di evaporiti. Il suo spessore è estremamente variabile: in alcuni casi è pressoché assente, più raramente sostituisce completamente il Calcere ceroide come avviene nell'area di Cabitza (GANDIN, 1979).

A causa dell'intensa dolomitizzazione l'ambiente di deposizione non è facilmente precisabile sembra comunque trattarsi ancora di una sedimentazione in zona peritidale.

Il Membro del Calcere ceroide è rappresentato da calcare di colore grigio perla, localmente grigio scuro, generalmente massivo, localmente stratificato, come nell'area di Buggerru, e, limitatamente alla sua parte basale, nella zona di S. Giovanni. In conseguenza della sua eteropia con la Dolomia grigia anch'esso mostra spessori molto variabili: da qualche metro a circa 600-700 m.

Il Calcere ceroide presenta due facies fondamentali (BONI *et al.*, 1981a; FANNI *et al.*, 1981):

- 1 - facies micritica con subordinati apporti detritici carbonatici (*mudstone-wackestone*) o con pseudomorfi di solfati, che prevale nelle aree di Buggerru e del Sulcis settentrionale, ma è presente più o meno estesamente anche nell'Iglesiente;
- 2 - facies costituita da originari sedimenti fangosi con resti algali (?) che hanno subito una più o meno estesa diagenesi vadosa («vadose pisolite» *sensu* ESTEBAN, 1976).

Queste due facies indicative, l'una, di un ambiente di «bacino» asfittico, l'altra di un ambiente supratidale-intertidale, suggeriscono

una diversificazione ambientale che potrebbe essere dovuta al frazionamento della piattaforma carbonatica con sviluppo di bacini stretti e poco profondi (CARANNANTE *et al.*, 1981; BONI *et al.*, 1981b). Questa evoluzione è confermata anche dalla presenza di brecce intraformazionali localizzate a vari livelli nel Calcere ceroide e al passaggio con la sovrastante Formazione di Cabitza (BONI *et al.*, 1981b). Alcune di queste (Sa Marchesa, Valle di Acquaresi) possono essere interpretate come brecce di crollo ai piedi di scarpate, mentre altre (S. Lorenzo del Marganai) sembrano essere almeno in parte riferibili a fenomeni carsici impostati sulla parte emersa della piattaforma carbonatica. In questa formazione sono inoltre presenti anche depositi terrigeni di varia estensione e spessore interpretati da BONI & COCOZZA (1978) come canali di marea o comunque come riempimenti di depressioni della piattaforma carbonatica. Riguardo ai rapporti del Calcere ceroide con la Dolomia grigia è molto probabile che la Dolomia grigia rappresenti la parte dolomitizzata del Calcere ceroide.

#### c - Formazione di Cabitza

Il membro inferiore della formazione è il Membro del Calcere nodulare («Calcescisti» AUCT.) che riposa con contatto netto sul Calcere ceroide e più raramente sulla Dolomia grigia. Il Calcere nodulare è costituito da una fitta alternanza di sottili livelli di argilloscisti più o meno siltosi, rossi e verdi più raramente neri e di calcari (*wackestone-packestone*) grigi, rosati o localmente neri, con struttura nodulare, ricchi di resti di trilobiti, echinodermi, brachiopodi, *Chancelloria*, spongiari e *Hyalolithes* del Cambrico medio.

L'ambiente di deposizione è nettamente marino neritico confinato, probabilmente non molto profondo. Questo membro segna l'inizio dell'«annegamento» della piattaforma carbonatica durante il Cambrico medio.

Gradualmente, anche se in maniera rapida, si passa al Membro degli Argilloscisti di Cabitza che chiude la serie cambrica. Si tratta di una sequenza caratteristica formata da una ritmica alternanza di originarie lamine argillitiche e siltitiche varicolori, millimetriche e centimetriche, anche carbonatiche (PALMERINI *et al.*, 1979) con subordinati livelli di arenarie generalmente molto fini.

Raramente, verso la base del membro affiorano sottili intercalazioni lentiformi di calcari di color vinaccia o verdolini. In diverse aree la parte sommitale è costituita da arena-

rie fini con frequenti laminazioni incrociate. Il Membro di Cabitza è ricoperto in discordanza dai sedimenti ordoviciani (Fase sarda); lo spessore massimo conservato al di sotto della discordanza è di circa 400 m.

I fossili fin'ora rinvenuti provengono esclusivamente dalla base del membro. Si tratta di faune del Cambrico medio costituite da trilobiti (*Paradoxites* cfr. *mediterraneus*, *Ctenocephalus* (*Hortella*) sp., *Pardailhaniania hispida*, *Conocoryphe heberti*, *Conocoryphe levji*, *Jincella* sp.), rari brachiopodi, carpoidi interi e in placche, ecc. L'età della parte media e superiore del membro è ancora incerta.

#### 1.3. LA SUCCESSIONE POST-CAMBRICA DELL'IGLESIENTE

Le formazioni cambriche sono state deformate e parzialmente erose prima dell'Ordoviciano superiore (Fase sarda: STILLE, 1939). Così sopra alle formazioni cambriche poggia con netta discordanza angolare un conglomerato poligenico a cemento argilloscistoso e arenaceo di colore prevalentemente rosso-vinaccia («Puddinga») a cui fanno seguito alternanze di arenarie, siltiti, argilliti e grovache, con lenti di macroconglomerati (COCOZZA & VALERA, 1966). Nella «Puddinga», soprattutto sul lato occidentale dell'Iglesiente, sono presenti olistoliti calcarei di dimensioni molto varia, fino a diverse migliaia di metri cubi che secondo BRUSCA & DESSAU (1968) sarebbero dovuti ad attività tettonica sinsedimentaria.

In tutto questo complesso (*a* in fig. VI.1) sono stati ritrovati solo rari fillocaridi (TARICCO, 1922).

Questi orizzonti grossolani sono ricoperti da arenarie talora a laminazione incrociata con intercalazioni di siltiti e argilliti (*b* in fig. VI.1) che potrebbero essere riferite al Llan-deilliano (COCOZZA & LEONE, 1977).

Il primo orizzonte della successione post-cambrica ben datato è costituito da argilloscisti debolmente carbonatici e siltiti (*c* in fig. VI.1) con abbondanti resti fossili (brachiopodi, lamellibranchi, trilobiti, briozoi, cistoidi, ecc.) di età caradociana (MACCAGNO, 1965; GIOVANNONI & ZANFRA, 1979). I livelli di microconglomerati (*d* in fig. VI.1) che si ritrovano localmente a tetto di questo orizzonte sono stati interpretati come depositi glacio-marini (paratilliti) legati all'*inlandsis* che copriva l'Africa settentrionale nell'Ordoviciano superiore (COCOZZA *et al.*, 1974).

Un altro orizzonte fossilifero è costituito

da originarie biocalcareni argillose e argilliti calcaree di colore rosso mattone, molto fossilifere. L'orizzonte carbonatico è spesso sostituito da livelli silicei di colore da grigio a nero probabilmente derivati da «silicizzazione» di calcari.

Tale orizzonte si può seguire quasi senza interruzioni da nord del Marganai (Cixerri) fino a Portixeddu (Fluminese) e, insieme all'orizzonte fossilifero caradociano, rappresentano i livelli guida più caratteristici (*e*, in fig. VI.1). La fauna, sempre molto ricca, è molto simile a quella caradociana, anche se, tra i briozoi non è stata ritrovata *Chasmatoporella* e sono presenti piccoli trilobiti (*Cyclopycidea*). L'età dovrebbe essere caradociano-ashgilliana.

I livelli fossiliferi dell'Ordoviciano superiore localmente sono ricoperti da conglomerati e brecce con elementi vulcanici (*f*, in fig. VI.1). Si tratta di depositi clastici grossolani (fino a 50 cm di diametro) costituiti da elementi di vulcaniti basiche alterate e subordinatamente da clasti derivati dagli orizzonti sottostanti (*c* ed *e* di fig. VI.1).

Questo orizzonte è compreso tra il caradociano e il Ludloviano, e quindi anche l'attività vulcanica basica, di cui nell'Iglesiente si conoscono solo elementi rimaneggiati, dovrebbe avere questa età o essere leggermente più antica (BECCALUVA *et al.*, 1981).

Il vulcanismo acido, così diffuso ed abbondante nel pre-Caradociano della Sardegna centrale e sud-orientale (MEMMI *et al.*, 1982), è conosciuto soltanto nell'Arburese; ma, come si vedrà in seguito questa formazione fa qui parte di una unità alloctona (Unità dell'Arburese: BARCA *et al.*, 1981b) accavallata, sopra alla successione dell'Iglesiente.

Il passaggio al Siluriano avviene tramite depositi ritmici di arenarie, siltiti e argilliti, con sequenza Tabd di BOUMA e diverse strutture da corrente (*flute-casts* in prevalenza), che verso l'alto passano a siltiti e argilliti di colore grigio o nere. La sequenza siluriana in questo settore della Sardegna affiora in modo molto discontinuo per le laminazioni subite durante la messa in posto della soprastante Unità dell'Arburese (BARCA *et al.*, 1981b). La sequenza più completa affiora sopra il cimitero di Fluminimaggiore ed è costituita da scisti carboniosi neri con graptoliti del Wenlockiano sormontati da scisti carboniosi neri con lenti di calcare ad *Orthoceras*, *Cardiola* e conodonti del Wenlockiano alto-Ludloviano (SERPAGLI, 1970).

Si tratta di una serie condensata deposi-

tata in un bacino epicontinentale ossigenato in superficie e riducente sul fondo (GNOLI *et al.*, 1979).

Mentre la sedimentazione ordoviciano-ri-sentiva della presenza dell'*inlandsis* africano, quella siluriana è condizionata da una variazione climatica che riducendo la calotta glaciale ha forse causato la generalizzata trasgressione siluriana.

I sedimenti del Devonico sono costituiti da scisti argillosi e calcari finemente listati, con lenti di calcari reticolati a *Tentaculites* e localmente da calcari tipo *griotte* a crinoidi e conodonti. Affiorano in maniera discontinua lungo una stretta fascia che dal Fluminese arriva al Sulcis orientale con uno spessore che varia da qualche metro a 20 m nel Fluminese e ad oltre 600 m a M. Padenteddu. La presenza di conodonti della zona a *Icriodus woschmidti* prossima al limite con il Siluriano (SERPAGLI & MASTANDREA, 1980) e la più recente scoperta di un «mound carbonatico» a *Stromatactis* del Devoniano inferiore (Pragian superiore - Zlichoviano inferiore) al M. Padenteddu, nel Sulcis orientale (GNOLI *et al.*, 1981), lasciano supporre che esista continuità tra il Silurico e il Devonico (DEL RIO *et al.*, 1979).

La sedimentazione di queste rocce è avvenuta ancora in ambiente epicontinentale, ma più pelagico e profondo di quelle dell'area di Monte Padenteddu.

#### 1.4. IL «POSTGOTLANDIANO» (AUCT.) DELL'ARBURESE

Nell'Arburese la successione paleozoica descritta al paragrafo precedente è sormontata da un complesso anchimetamorfo (epimetamorfo?) costituito prevalentemente da una monotona alternanza di arenarie e argillocisti di colore grigio-verdastro con livelli di arenarie grossolane più o meno conglomeratiche. Frequenti sono le strutture sedimentarie (laminazioni parallele e incrociate, impronte di base ecc.) che denotano un ambiente deposizionale del tipo conoide o piana di bacino.

Questo complesso, che ricopre con netta discordanza cartografica le formazioni ordoviciane, siluriane e devoniche dell'Iglesiente, è noto in letteratura con il nome di «Postgotlandiano» (TARICCO, 1922) ed è stato considerato per lungo tempo di età compresa tra il Devonico superiore e il Carbonifero inferiore (VAI & COCOZZA, 1974). Recenti ricerche hanno stabilito in base ad una abbondante associazione di acritarchi (*Stelliferidium*, *Cymatioga-*

*lea, Vulcanisphaera, Acanthodiacrodium, Striatotheca*) che questo complesso detritico è del Tremadociano-Arenigiano basale (BARCA *et al.*, 1981b). Il contatto di base del «Postgotlandiano» (AUCT.) è un contatto tettonico che «taglia attraverso» le formazioni post-cambriche dell'Iglesiente; tutto l'«Arburese» è dunque alloctono sull'«Iglesiente» (Unità dell'Arburese: BARCA *et al.*, 1981b).

Le affinità litologiche del «Postgotlandiano» (AUCT.) dell'Arburese con le Arenarie di San Vito fanno ritenere che l'Unità dell'Arburese sia correlabile con l'Unità di Genn'Argiolas che affiora nel Sarrabus (BARCA *et al.*, 1981a e b). Nell'Arburese affiorerebbe quindi l'estrema propaggine sud-occidentale delle falde alloctone della Sardegna centrale (CARMIGNANI *et al.*, 1979; 1981) accavallate fino sulla zona più esterna della catena ercinica.

L'«affinità interna» della successione dell'Arburese è confermata anche dai pochi affioramenti della successione post-Ordoviciano inferiore presenti nell'area a nord di Montevecchio e Monte Arcuentu. Qui affiorano sequenze ordoviciano-siluriane e forse devoniche identiche a quelle della Sardegna centrale e sud orientale (fig. VI.1). Si tratta di vulcaniti acide associate a conglomerati e arenarie arcose, arenarie e argilloscisti con quarziti e microconglomerati con una ricca fauna bentonica del Caradociano-Ashgilliano, scisti carbonatici, liditi e lenti di calcari scuri ad *Orthoceras* e graptoliti (BARCA & SALVADORI, 1974).

Nonostante che questo complesso attribuito in passato al Devonico superiore - Carbonifero inferiore sia risultato molto più antico, la presenza di un Carbonifero inferiore terrigeno nella Sardegna sud-occidentale non può ancora essere esclusa. Al di sotto della superficie di accavallamento dell'Unità dell'Arburese affiorano in più punti del Fluminense sequenze detritiche fini, localmente conglomeratiche che potrebbero rappresentare lembi laminati di una formazione sinorogenetica carbonifera (VAI & COCOZZA, 1974).

## 2. TETTONICA

Le conoscenze sulla struttura della Sardegna sud-occidentale sono disomogenee. All'Iglesiente-Sulcis settentrionale, su cui si sono concentrate la maggior parte delle ricerche strutturali (una esauriente bibliografia è fornita da POLL, 1966; BRUSCA & DESSAU, 1968 e COCOZZA, 1979), si contrappongono da un la-

to il Sulcis meridionale, dove i lavori strutturali sono ancora rari, e dall'altro l'Arburese, dove la recente scoperta di accavallamenti di importanza regionale impone una completa revisione delle precedenti interpretazioni.

Secondo ARTHAUD (1970) e MINZONI (1981) il Sulcis meridionale è caratterizzato da deformazioni e metamorfismo ercinici più importanti di quelli dell'Iglesiente - Sulcis settentrionale. Procedendo da nord verso sud si passerebbe gradualmente a livelli strutturali ercinici più profondi: dall'anchimetamorfismo della serie cambrica dell'Iglesiente alla bassa facies scisti verdi nel Sulcis meridionale.

Parallelamente si rileva anche un aumento dell'entità della deformazione, tanto che nel Sulcis meridionale sono state riconosciute tre fasi erciniche di cui la prima caratterizzata da scistosità penetrativa sinmetamorfica associata a pieghe isoclinali (MINZONI, 1981).

Secondo lo stesso autore solo i micascisti di Settiballas conserverebbero un'impronta metamorfica pre-ercinica, tutte le altre formazioni del Sulcis, compreso l'ortogneiss di Monte Filau, avrebbero subito solo il metamorfismo ercinico.

Recenti ricerche sull'Arburese (BARCA *et al.*, 1981b) oltre a dimostrare l'alloctonia di questa parte della Sardegna sud-occidentale hanno evidenziato una strutturazione ercinica molto più importante di quanto fosse ritenuto in passato. Nell'Arburese è presente una intensa tettonica tangenziale caratterizzata da scistosità penetrativa, pieghe isoclinali rovesciate verso SW e associate a sovrascorrimenti sub-orizzontali. Pieghe isoclinali e sovrascorrimenti sono deformati da fasi plicative successive.

Anche il quadro deformativo dell'Unità dell'Arburese presenta quindi notevoli analogie con quello della Sardegna centrale e sud-orientale e si contrappongono invece a quello mostrato dall'Iglesiente - Sulcis settentrionale.

Nella «zonazione» strutturale della Sardegna proposta da CARMIGNANI *et al.* (1979; 1981) l'Arburese viene quindi a costituire la parte più esterna della «Fascia centrale» della catena ercinica, fascia caratterizzata da sovrascorrimenti di importanza regionale e scistosità penetrativa sinmetamorfica nata sub-orizzontale e ripiegata da fasi successive. Lo stile strutturale della «Fascia centrale» è trattato diffusamente in questo volume in alcune note specifiche sulla Sardegna centrale e sud-orientale alle quali si rimanda (BARCA & MASCIA, 1982; CARMIGNANI *et al.*, 1982a e b; NAUD,

1982). In questa sede descriveremo invece con qualche dettaglio la struttura dell'Iglesiente e del Sulcis settentrionale che, costituendo la zona più esterna del segmento di catena ercinica affiorante in Sardegna, presentano diversi aspetti di specifico interesse.

Questa zona è interessata da una strutturazione ercinica tipica di livelli strutturali alto-crosta (ARTHAUD, 1970) con un grado di deformazione e di metamorfismo ercinici sufficientemente bassi da permettere di ricostruire le deformazioni pre-erciniche.

La prima dettagliata analisi strutturale di una parte dell'Iglesiente si deve a ARTHAUD (1963) che riconosce nei terreni cambrici quattro fasi deformative. Una simile sequenza deformativa è stata successivamente descritta anche nel Sulcis settentrionale da POLL & ZWART (1964) e confermata in lavori successivi: POLL (1966), DUNNET (1969), DUNNET & MOORE (1969), ARTHAUD 1970).

Almeno per quanto riguarda l'Iglesiente la storia deformativa accettata dalla maggioranza degli autori può essere così schematizzata:

- |                           |  |
|---------------------------|--|
| 1 - Fase sarda            | : Blandi piegamenti secondo assi E-W anteriori alla trasgressione ordoviciana.                             |
| 2 - Prima fase ercinica   | : Blande pieghe E-W che accentuano le precedenti.  |
| 3 - Seconda fase ercinica | : Deformazione principale con pieghe dirette circa N-S accompagnate da intensa scistosità molto inclinata. |
| 4 - Terza fase ercinica   | : Modeste deformazioni con direzioni assiali variabili.  |

Le grandi linee di questa evoluzione strutturale sono state messe in discussione da DEL BONO (1965) e da BROUWER (1966) che, con argomentazioni differenti, negano l'esistenza della Fase sarda.

Nella zona illustrata in fig. VI.2, anche la sola distribuzione delle formazioni dimostra chiaramente l'esistenza di due direzioni strutturali.

In tutto il Cambrico dell'Iglesiente meridionale - Sulcis settentrionale le strutture cartograficamente più evidenti sono grandi pieghe con direzione circa E-W.

La zona nord-occidentale dell'Iglesiente, per esempio, è invece prevalentemente strutturata secondo pieghe di dimensioni variabili dirette circa N-S, che interessano sia il Cambrico sia l'Ordoviciano. La forma a quadrilatero del grande affioramento di «arenarie» del Cambrico inferiore che occupa tutta la zona a nord-ovest di Iglesias è spesso citata come un classico esempio di interferenza di due sistemi di pieghe con piani assiali molto inclinati e direzioni assiali circa ortogonali.

#### a - La deformazione secondo assi «E-W»

Una importante strutturazione secondo assi «E-W» (1) è sicura, ma un problema assai delicato resta l'età di questa deformazione.

L'esistenza di deformazioni di età compresa tra il Cambrico medio e l'Ordoviciano superiore (Fase sarda: STILLE, 1939) è dimostrata dalla discordanza alla scala dell'affioramento tra i terreni cambrici e i conglomerati ordoviciani («Puddinga»). Questa discordanza è netta in diverse località (Masua, Nebida, Domusnovas, ecc.) e sembra avere importanza regionale. È stato dimostrato, sia nell'Iglesiente (VARDABASSO, 1940; 1956; BRUSCA & DESAU, 1968; DUNNET, 1969), sia nel Sulcis (POLL & ZWART, 1964; POLL, 1966), che grandi strutture «E-W» nei terreni cambrici sono ricoperte in discordanza dall'Ordoviciano.

La principale difficoltà per stabilire l'importanza della Fase sarda deriva dal fatto che anche le formazioni post-cambriche sono ripiegate secondo assi «E-W».

Pieghe metriche e decametriche con assi E-W interessano l'Ordoviciano in diverse zone a nord di Domusnovas (ARTHAUD, 1970; DUNNET, 1969), a sud di Gonnese e in molte altre zone dell'Iglesiente (MASCIA, comunicazione personale).

Le depressioni e culminazioni assiali delle pieghe «N-S» nelle formazioni post-cambriche, confermate dalle giaciture (fino alla verticale) degli assi delle pieghe minori e delle lineazioni di intersezione stratificazione scistosità «N-S», possono essere spiegate in modo semplice solo ammettendo che:

- 1 - Gli assi «N-S» siano nati fortemente inclinati, modellandosi su precedenti pieghe «E-W». È questa l'ipotesi della maggioranza degli autori, riportata nello schema precedente.

(1) Poiché entrati nell'uso e per brevità useremo termini come: scistosità «N-S», assi «N-S» o assi «E-W» ecc. per indicare gli elementi delle due principali direzioni strutturali sebbene, come evidente dalla fig. VI.2., queste direzioni abbiano una notevole variabilità.

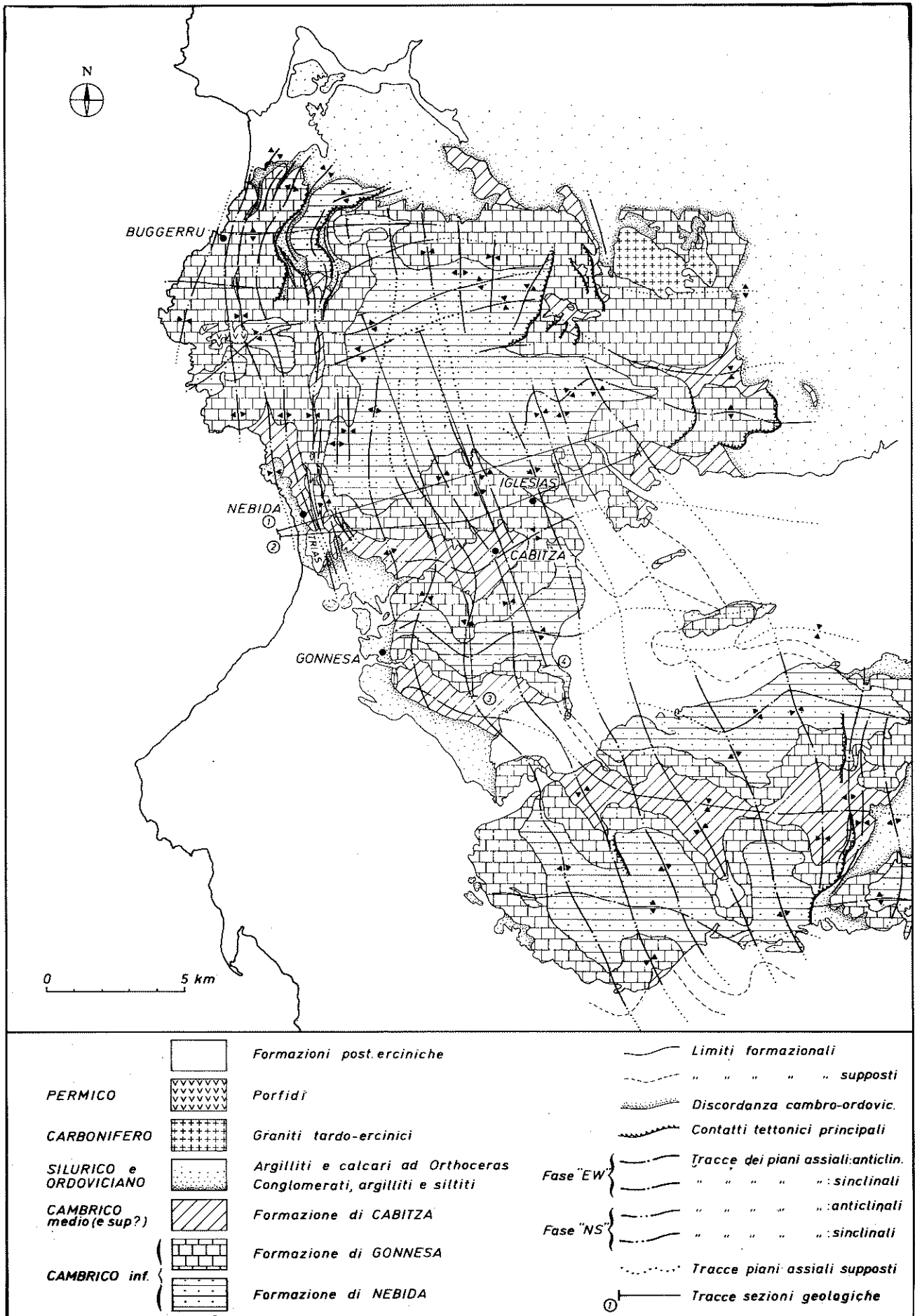


Fig. VI.2 - Schema strutturale dell'Ighesiente-Sulcis settentrionale.



2 - Gli assi «N-S» siano stati ripresi da una successiva fase deformativa ercinica con assi «E-W» che avrebbe provocato variazione di immersione degli assi «N-S». Quest'ultima ipotesi, sostenuta anche da BRUSCA & DESSAU (1968), sembra in migliore accordo con la successione delle fasi deformative erciniche riconosciuta a nord-est del Campidano (CARMIGNANI & PERTUSATI, 1977).

Per quanto l'ordine di successione delle fasi erciniche dell'Iglesiente sia un problema che richiede ulteriori ricerche, i dati disponibili fanno ritenere che sia la Fase sarda sia una delle fasi erciniche abbiano direzioni assiali circa E-W. Il parallelismo delle direzioni assiali di queste due fasi introduce notevoli incertezze nel distinguere gli effetti della deformazione caledonica (o ecoledonica) da quelli della deformazione ercinica: una struttura può essere riferita con certezza alla Fase sarda solo quando è direttamente ricoperta in discordanza dal conglomerato ordoviciano. In mancanza del riferimento alla discordanza, ogni piega con direzione assiale circa E-W nel

Cambrico può essere attribuita sia alla Fase sarda sia alla fase ercinica con assi «E-W».

Quindi, benché esistano chiare prove di movimenti tettonici pre-Ordoviciano superiore, la difficoltà di separare gli elementi strutturali ercinici da quelli caledonici e le importanti deformazioni sovrapposte dalla fase ercinica principale («N-S»), rendono molto difficile definire l'importanza e lo stile della Fase sarda.

Pieghe «E-W» con lunghezza d'onda di una decina di metri sono ben esposte negli argilloscisti della Formazione di Cabitza (Cambrico medio) della sinclinale di Iglesias e della zona di Masua, nella Formazione di Nebida (Cambrico inferiore) di Canalgrande e dell'anticlinale di Gonnese, ecc... Si tratta sempre di pieghe concentriche, senza scistosità e con piano assiale verticale o molto inclinato. Riteniamo che queste strutture minori riflettano la geometria delle grandi strutture «E-W», e che la Fase sarda abbia determinato solo blande pieghe «E-W» di grande lunghezza d'onda (DUNNET, 1969; POLL, 1966).

In accordo con i dati strutturali rilevabili in campagna, sulla carta di fig. VI.2, abbiamo

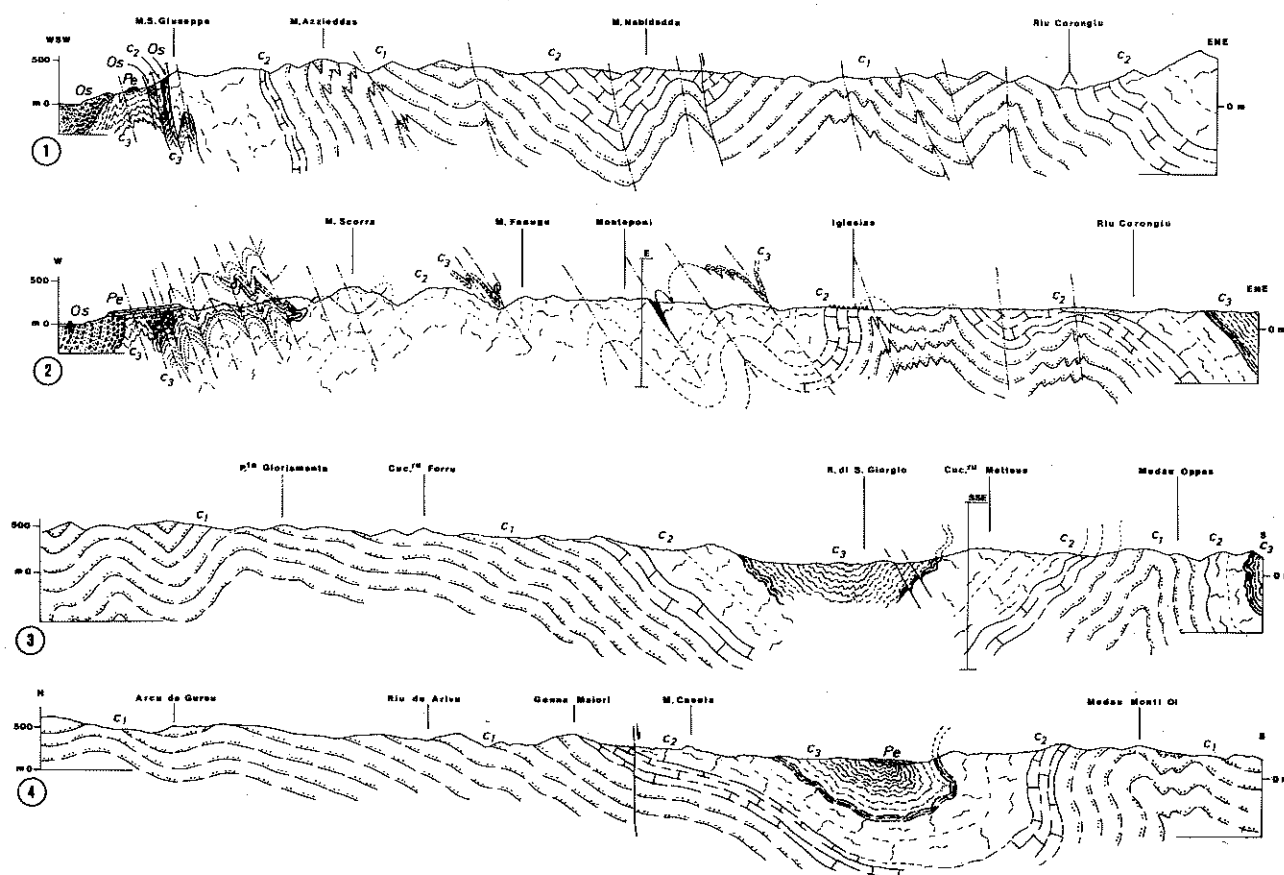


Fig. VI.3 - Sezioni geologiche attraverso l'Iglesiente. Le tracce dei profili sono riportate in fig. VI.2. (1: Formazione di Nebida; C<sub>2</sub>: Formazione di Gonnese; C<sub>3</sub>: Formazione di Cabitza; Os: Formazioni ordoviciane; Pe: Formazioni post-erciniche.

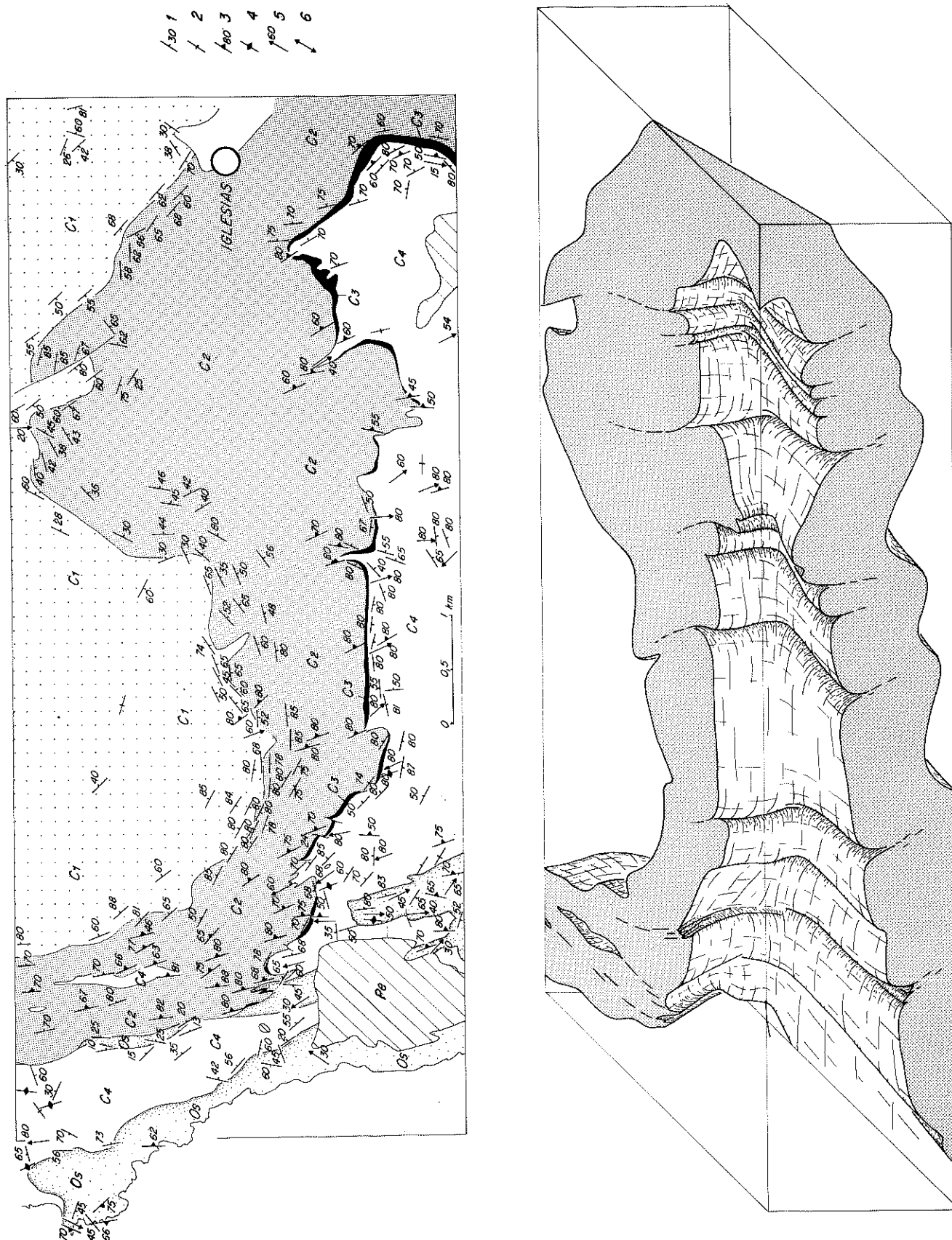


Fig. VI.4 - Carta geologica e bloccodiagramma della gamba settentrionale della sinclinale di Iglesias. C<sub>1</sub>: Formazione di Nebida; C<sub>2</sub>: Formazione di Gonnessa; C<sub>3</sub>: Membro del Calcare nodulare; C<sub>4</sub>: Membro degli Argilloscisti di Cabitza; Os: Formazioni ordoviciane e siluriche; Pe: Formazioni post-erciniche. 1: Giaciture della stratificazione; 2: Stratificazione verticale; 3: Giaciture della scistosità della fase «N-S»; 4: Scistosità verticale; 5: Giaciture degli assi delle pieghe minori e lineazioni di intersezione della fase «N-S»; 6: Assi delle pieghe minori e lineazioni di intersezione orizzontali.

distinti solo una generica direzione assiale «E-W», intendendo comprendere in questa sia le strutture pre-Ordoviciano superiore sia la fase ercinica con assi «E-W» che può avere accentuato le strutture caledoniche.

b - *La deformazione secondo assi «N-S»*

Questa fase ha determinato il riaccorciamento maggiore. Ha prodotto accavallamenti locali e pieghe di ogni dimensione accompagnate da una scistosità ben sviluppata, generalmente molto inclinata, e una lineazione di estensione generalmente diretta secondo la massima pendenza della scistosità.

La forma delle pieghe minori, la densità del clivaggio e lo sviluppo di lineazioni di estensione sono molto variabili e dipendono principalmente dalla litologia e dalla posizione nelle grandi strutture.

Come mostrano le sezioni 1 e 2 di fig. VI.3 le grandi strutture della fase «N-S» hanno sempre il piano assiale molto inclinato.

Spesso le pieghe sono associate a accavallamenti locali verso est, che possono portare a contatto dell'Ordoviciano le formazioni del Cambriaco inferiore. La lunghezza d'onda di questo sistema di pieghe è variabile, comunque sempre molto minore della lunghezza d'onda del sistema «E-W» (cfr. sezioni 1 e 2 con le sezioni 3 e 4 di fig. VI.3).

L'immersione degli assi «N-S» è molto variabile: strettamente regolata dalle pieghe con assi «E-W». In corrispondenza dei fianchi delle grandi strutture «E-W» dell'Iglesiente meridionale gli assi minori e le lineazioni di intersezione stratificazione/scistosità «N-S» sono sempre molto inclinati o verticali, in qualche caso producono addirittura «false sinclinali» e «false anticlinali» che sulla sezione geologica 2 di fig. VI.3 danno luogo a geometrie complesse.

Particolarmente interessanti sono le strutture realizzate al contatto «Calcarea metallifero»/Argilloscisti di Cabitza. La forma caratteristica a «cuspidi e lobi» di queste strutture è mostrato nella sezione 2 di fig. VI.3 e dalla fig. VI.4. Lungo questo contatto gli argilloscisti sono «pizzicati» in strette sinclinali dentro alla successione carbonatica che è piegata in anticlinali a cerniera arrotondata. Questo tipo di strutture, già descritto da ZUFFARDI (1965) e da DUNNET & MOORE (1969), è comune lungo tutti i contatti Argilloscisti di Cabitza/«Calcarea metallifero». Le strette sinclinali «N-S» di Masua, Acquaresi e Buggerru, con a nucleo Argilloscisti di Cabitza e «Puddinga» ordoviciano, hanno una geometria analoga.

Successivamente queste fasce laminate hanno rigiocato ripetutamente come faglie la cui storia dello spostamento è complessa. Secondo VALERA (1967) le faglie dell'Iglesiente sono state ripetutamente attivate dal Cambriaco fino al terziario. In alcuni casi è possibile ricostruire la storia dei movimenti attraverso famiglie di strie successive. Generalmente i primi movimenti sono di trascorrenza e solo successivamente queste faglie hanno rigiocato come faglie dirette. È probabile che il primo movimento rappresenti una prosecuzione dei raccorciamenti ercinici e potrebbe essere associato alle deboli deformazioni plicative posteriori alla fase «N-S» e per lo più rappresentate da *kinks* talvolta coniugati di direzione assiale variabile. I movimenti distensivi potrebbero essere post-ercinici e/o alpini.

RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI

- ARTHAUD F. (1963) - *Un exemple de tectoniques superposées dans le Paléozoïque de l'Iglesiente (Sardaigne)*. C.R. Somm. Soc. Géol. Fr., **9**, 303-304.
- ARTHAUD F. (1970) - *Étude tectonique et microtectonique comparée de deux domaines hercyniens: les nappes de la Montagne Noire (France) et l'anticlinorium de l'Iglesiente (Sardaigne)*. Publ. USTELA, Sér. Géol. Struct., **1**, 175 pp.
- BARCA S. & MASCIA M. (1982) - *Assetto stratigrafico e tettonico del Paleozoico del Sarrabus occidentale*. In: Guida alla Geologia del Paleozoico sardo. Guide Geologiche Regionali. Soc. Geol. It., 87-93.
- BARCA S. & SALVADORI I. (1974) - *Nuovo contributo alla geologia del paleozoico a nord di Monte Arcuentu (Sardegna sud-occidentale)*. Boll. Soc. Sarda Sc. Nat., **14**, 77-88.
- BARCA S., DEL RIO M. & PITTAU DEMELIA P. (1981a) - *Acritarchs in the «Arenarie di San Vito» of south-east Sardinia: stratigraphical and geological implications*. Boll. Soc. Geol. It., **100**, 369-375.
- BARCA S., COCOZZA T., DEL RIO M. & PITTAU DEMELIA P. (1981b) - *Discovery of Lower Ordovician Acritarchs in the «Postgotlandiano» sequence of southwestern Sardinia (Italy): age and tectonic implications*. Boll. Soc. Geol. It., **100**, 377-392.
- BECCALUVA L., LEONE F., MACCIONI L. & MACCIOTTA G. (1981) - *Petrology and tectonic setting of the Paleozoic basic rock from Iglesias-Sulcis (Sardinia, Italy)*. N. Jb. Miner. Abh., **140** (2), 184-201.
- BONI M. & COCOZZA T. (1978) - *Depositi mineralizzati di canale di marea nella Formazione di Gonnese del Cambriaco inferiore della Sardegna*. Giorn. di Geol., **43** (1), 1-20.
- BONI M. & GANDIN A. (1979) - *Analisi sedimentologica e giacimentologica del passaggio Formazione di Gonnese-Formazione di Cabitza del Cambriaco sardo*. Mem. Soc. Geol. It., **20**, 453-459.
- BONI M., MALAFRONTA A. & PINTUS E. (1980) - *Le mineralizzazioni a solfuri nella miniera di Mont'Ega (Narcao-Sulcis)*. Ind. Mineraria **3**, 59-65.
- BONI M., GANDIN A., MARINACCI P. & STANZIONE D. (1981a) - *A palaeoenvironmental sedimentological and geochemical approach to the Gonnese Formation (Lower Cambrian; Buggerru area SW Sardinia)*. I.A.S. 2nd Eur. MTG., Bologna, Abstract, 14-16.

- BONI M., COCOZZA T., GANDIN A. & PERNA G. (1981b) - *Tettonica, sedimentazione e mineralizzazioni delle breccie al bordo sud-orientale della piattaforma carbonatica cambrica (Sulcis, Sardegna)*. Mem. Soc. Geol. It., **22** (in stampa).
- BROUWER H. (1966) - *Ricerche tettoniche sul Paleozoico dell'Iglesiente e del Sulcis (Sardegna sud-occidentale)*. Atti Acc. Lincei, Rend. Cl. Sc. Fis. Mat. e Nat., **40** (ser. 8), 1066-1072.
- BRUSCA C. & DESSAU G. (1968) - *I giacimenti piombo-zincheri di S. Giovanni (Iglesias) nel quadro della geologia del Cambrico sardo*. L'Industria Mineraria, **19**, ser. 2, 470-494, 533-556, 597-609.
- CARANNANTE G., COCOZZA T. & D'ARGENIO B. (1981) - *Tectono-sedimentary trends and paleogeography of Sardinia. During late Pre-Cambrian and Cambrian*. IAS, 2nd Eur. MTG., Bologna, 227-230.
- CARMIGNANI L. & PERTUSATI P.C. (1977) - *Analisi strutturale di un segmento della catena ercinica: il Gerrei (Sardegna SE)*. Boll. Soc. Geol. It., **96**, 339-364.
- CARMIGNANI L., COCOZZA T., MINZONI N. & PERTUSATI P.C. (1981) - *Structural and paleogeographic lineaments of the Variscan cycle in Sardinia*. In: ZWART & DORNSIEPEN Eds., *Geologie en Mijnbouw*, **60**, 171-181.
- CARMIGNANI L., MINZONI N., PERTUSATI P.C. & GATTIGLIO M. (1982a) - *Lineamenti geologici principali del Sarcidano-Barbagia di Belvi*. In: Guida alla Geologia del Paleozoico sardo. Guide Geologiche Regionali. Soc. Geol. It., 119-125.
- CARMIGNANI L., COCOZZA T., MINZONI N., PERTUSATI P.C. & RICCI C.A. (1979) - *È la Corsica il retropaese della catena ercinica della Sardegna?* Mem. Soc. Geol. It., **20**, 47-55.
- CARMIGNANI L., COSTAGLIOLA C., GATTIGLIO M., LEGLISE H., OGGIANO G., MASCIA M., NAUD G. & PERTUSATI P.C. (1982b) - *Lineamenti geologici della bassa valle del Flumendosa (Sardegna sud-orientale)*. In: Guida alla Geologia del Paleozoico sardo. Guide Geologiche Regionali. Soc. Geol. It., 95-107.
- COCOZZA T. (1979) - *The Cambrian of Sardinia*. Mem. Soc. Geol. It., **20**, 163-187.
- 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.
- COCOZZA T. & GANDIN A. (1975) - *Depositional environments of Lower Cambrian Archaeocyathid calcareous lenses of Sant'Angelo (Southwestern Sardinia, Italy)*. Boll. Soc. Geol. It., **94**, 2047-2072.
- COCOZZA T. & LEONE F. (1977) - *Sintesi della successione stratigrafica paleozoica della Sardegna sud-occidentale. Escursione in Sardegna 1977: risultati e commenti* (a c. di G.B. Vai). GLP, 2-1977, Suppl., 15-23.
- COCOZZA T., CONTI L., LOMBARDI G. & TRAVERSA G. (1972) - *Le Précambrien en Sardaigne*. 24° Congr. Géol. In tern. Montréal. Résumés, p. 7.
- COCOZZA T., JACOBACCI A., NARDI R. & SALVADORI I. (1974) - *Schema stratigrafico-strutturale del massiccio sardo-corsico e mineralogenesi della Sardegna*. Mem. Soc. Geol. It., **13**, 85-186.
- COCOZZA T., CONTI L., COZZUPOLI D., LOMBARDI G., SCHARBERT S. & TRAVERSA G. (1977) - *Rb/Sr age and geotectonic evolution of crystalline rocks in the Southern Sulcis (Sardinia)*. N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1977**, H. 2, 95-102.
- CONTI L., COZZUPOLI D., LOMBARDI G. & TRAVERSA G. (1970) - *Contributo alla conoscenza del Cambriano metamorfico della Sardegna meridionale. I: Su alcune contattiti nei pressi di Teulada*. Per. Min., **39**, 415-451.
- CONTI L., COZZUPOLI D. & TRAVERSA G. (1972) - *Contributo alla conoscenza del Cambriano metamorfico della Sardegna meridionale. II: Le contattiti andalustico-cordieritiche nell'aureola di Domus de Maria*. Per. Min., **41**, 463-479.
- DEBRENNE F. (1972) - *Nouvelle faune d'Archéocyathes de Sardaigne*. Annales de Paléontologie (Invertébrés), **58**, 12-22.
- DEBRENNE F., GANDIN A. & SIMONE L. (1979) - *Studio sedimentologico comparato di tre «lenti» calcaree ad Archéociti nell'Iglesiente e Sulcis (Sardegna sud-occidentale)*. Mem. Soc. Geol. It., **20**, 379-393.
- DEL BONO (1965) - *Relazione generale su una nuova possibile interpretazione della serie cambrico-ordoviciana dell'Iglesiente*. Res. Ass. Min. Sarda, **70**, 5-134.
- DUNNET D. (1969) - *Deformation in the Paleozoic rocks of Iglesias, S.W. Sardinia*. Thesis Ph. D. University of London, 412 pp.
- DUNNET D. & MOORE J. MC. M. (1969) - *Inhomogeneous strain and the remobilization of ores and minerals. Meeting on remobilization of ores and minerals, Cagliari, August 1969*, 81-100.
- ESTEBAN M. (1976) - *Vadose pisolite and caliche*. Amer. Ass. Petr. Geol. Bull., **60**, 2048-2057.
- FANNI S., GANDIN A., GRILLO S.M., LIPPI F., MARRAS G., SALVADORI A. & TOCCO S. (1981) - *La piattaforma carbonatica della Sardegna sud-occidentale: sedimentazione e deposizione metallifera*. Mem. Soc. Geol. It., **22**, (in stampa).
- FERRARA G., RICCI C.A. & RITA F. (1978) - *Isotopic ages and tectono-metamorphic history of the metamorphic basement of north-eastern Sardinia*. Contrib. Mineral. Petrol., **68**, 99-106.
- GANDIN A. (1979) - *Analisi sedimentologica preliminare della parte superiore della Formazione di Gonnese e della parte inferiore della Formazione di Cabitza (Cambriano inferiore o medio della Sardegna)*. Mem. Soc. Geol. It., **20**, 395-404.
- GANDIN A., PADALINO G. & VIOLIO M. (1974a) - *Correlation between sedimentary environment and ore prospecting. Sedimentological and ore-genesis studies of Cambrian «arenarie» and «dolomie rigate» formations (Sardinia, Italy): deposition and concentration of barite in an evaporitic environment*. Rend. Soc. It. Mineral. e Petrol., **30**, 251-303.
- GANDIN A., PADALINO G. & TOCCO S. (1974b) - *Correlation between sedimentation environment and ore prospecting*. In: «Problems of Ore deposition». IV IAGOD Symposium, Varna, **2**, 377-383.
- GANDIN A., PADALINO G., TOCCO S. & VIOLIO M. (1973) - *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**, 329-354.
- GIOVANNONI M.A. & ZANFRÀ S. (1979) - *Studio di brachiopodi ordoviciani della Sardegna meridionale*. Boll. Serv. Geol. d'It., **94**, (1978), 85-232.
- GNOLI M., PAREA G.C., RUSSO F. & SERPAGLI E. (1979) - *Paleoecological remarks on the «Orthoceras limestone» of southwestern Sardinia (Middle-Upper Silurian)*. Mem. Soc. Geol. It., **20**, 405-423.
- GNOLI M., JAANUSSON V., LEONE F. & SERPAGLI E. (1981) - *A lower Devonian bearing carbonate mound from southern Sardinia*. N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1981**, H. 6, 339-345.
- JUNKER B. & SCHNEIDER H.H. (1979) - *L'Infracambriano della Sardegna sud-occidentale*. Mem. Soc. Geol. It., **20**, p. 461.
- JUNKER B. & SCHOERSCHER H.D. (1979) - *L'età delle cataclasi del Sulcis meridionale (Sardegna)*. Mem. Soc. Geol. It., **20**, p. 462.

- MACCAGNO A.M., (1965) - *Contributo alla conoscenza della fauna ordoviciana della Sardegna. Gli Echinodermi di Partixeddu. Nota I.* Atti Acc. Sc. Fis. e Mat. di Napoli, **5** (5), 149-195.
- MEMMI I., BARCA S., CARMIGNANI L., COCOZZA T., FRANCESHELLI M., GATTIGLIO M., GHEZZO C., MINZONI N., NAUD G., PERTUSATI P.C. & RICCI C.A. (1982) - *Il magmatismo pre-ercinico della Sardegna.* In: Guida alla Geologia del Paleozoico sardo. Guide Geologiche Regionali. Soc. Geol. It., 157-164.
- MINZONI N. (1981) - *Precambriano nel Sulcis meridionale (Sardegna).* Miner. Petrogr. Acta, **24**, 51-56.
- NAUD G. (1979) - *Tentative de synthèse sur l'évolution géodynamique de la Sardaigne antépermienne.* Mem. Soc. Geol. It., **20**, 85-96.
- NAUD G. (1982) - *Schema stratigrafico-strutturale del Paleozoico della zona di S. Basilio (Sardegna sud-orientale).* In: Guida alla Geologia del Paleozoico sardo. Guide Geologiche Regionali. Soc. Geol. It., 109-115.
- PALMERINI V., SITZIA PALMERINI R. & PILO L. (1979) - *Le facies pelitiche degli «Argilloscisti di Cabitza» (Cambriano medio della Sardegna).* Mem. Soc. Geol. It., **20**, 365-377.
- PITTAU DEMELIA P. & DEL RIO M. (1982) - *Acritarchi e loro significato stratigrafico nelle successioni paleozoiche della Sardegna.* In: Guida alla Geologia del Paleozoico sardo. Guide Geologiche Regionali. Soc. Geol. It., 33-35.
- POLL J.J.K. (1966) - *The geology of the Rosas-Terreseo area, Sulcis, South Sardinia.* Leidse Geol. Med., **35**, 117-208.
- POOL J.J.K. & ZWART H.J. (1964) - *On the tectonics of the Sulcis area, S.-Sardinia.* Geol. en Mijnbouw, **43** (4), 144-146.
- RASETTI F. (1972) - *Cambrian Tribolite Faunas of Sardinia.* Mem. Acc. Naz. Lincei, **11** (1), 1-100.
- SCHARBERT S. (1978) - *Supplementary remarks on «Rb/Sr age and geopetrologic evolution of crystalline rocks in southern Sulcis (Sardinia)» by T. Cocozza et al. (1977).* N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1978**, H. 1, 59-64.
- SERPAGLI E. (1970) - *Uppermost Wenlockian-Upper Ludlovian (Silurian) Conodonts from Western Sardinia.* Boll. Soc. Paleont. Ital., **9**, (1), 76-96.
- SERPAGLI E. & MASTANDREA A. (1980) - *Conodont assemblages from the Silurian-Devonian boundary beds of south western Sardinia (Italy).* N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1980**, H. 1, 37-42.
- STILLE H. (1939) - *Bemerkungen betreffend die «Sardische» Faultung und den Ausdruck «Ophiolitisch».* Zs. Deutsc. Geol. Ges., **91**, 771-773.
- TARICCO M. (1922) - *Sul Paleozoico del Fluminese.* Boll. R. Com. Geol. It., **48** (6), 1-22.
- TARICCO M. (1926-1927) - *Carta geologico-mineraria dell'Iglesiente.* Tavoleta 225 III, SO «Miniera di S. Bendetto». R. Ufficio Geologico Roma.
- VAI G.B. & COCOZZA T. (1974) - *Il «Postgotlandiano» sardo, unità sinorogenica ercinica.* Boll. Soc. Geol. It., **93**, 61-72.
- VALERA R. (1967) - *Contributo alla conoscenza dell'evoluzione tettonica della Sardegna.* Res. Ass. Min. Sarda, **72** (6), 3-95.
- VARDABASSO S. (1940) - *Qual'è il profilo normale del Cambriaco sardo?* Resoc. Ass. Sarda, **45**, 100-110.
- VARDABASSO S. (1956) - *La fase sarda dell'orogenesi caledonica in Sardegna.* Geotektonisches Symp. z. Ehren von H. Stille, Deutsc. Geol. Ges., Stuttgart, 120-127.
- ZUFFARDI P. (1965) - *Conoscenza e ipotesi attuali sulla mienerogenesi sarda.* Boll. Ass. Min. Subalpina, **2**, 197-238.