

6. - TETTONICA DELLE COPERTURE POST-ERCINICHE

Nel lungo periodo di tempo che va dalla fine dell'orogenesi ercinica all'inizio del Cenozoico l'Isola è stata interessata da deformazioni di modesta entità. Più importante è invece la tettonica post-eocenica. I maggiori lineamenti morfo-strutturali della Sardegna derivano dalle deformazioni compressive (principalmente oligoceniche) e distensive (del Miocene e del Plio-Quaternario) rispettivamente connesse con il margine collisionale della Corsica nord-orientale, con l'apertura del Bacino balearico e con quella del Mar Tirreno.

Dopo la saldatura ercinica della Pangea, la Sardegna è caratterizzata da un'evoluzione intracratonica persistita fino all'apertura medio-giurassica dell'Oceano ligure-piemontese.

Il regime distensivo iniziato con il collasso della Catena ercinica nel Carbonifero superiore prosegue durante il Permiano ed il Triassico, individuando un lungo periodo di evoluzione intracratonica, di transizione tra la dinamica post-collisionale tardo-ercinica e l'inizio del Ciclo alpino.

Durante tutto il Mesozoico e fino all'Eocene si sono susseguite diverse fasi di attività tettonica: nel Permo-Trias, tra il Cretacico medio ed il superiore (Fase austriaca), tra il Cretacico superiore e l'Eocene inferiore (Fase laramica), alla fine dell'Eocene medio (Fase pirenaica), senza peraltro che siano state chiaramente individuate strutture tettoniche di importanza regionale riferibili a queste fasi. Questi movimenti hanno determinato solo ampi *hiatus* sedimentari e un profondo controllo della distribuzione delle facies sedimentarie.

Fino agli anni '60 era generalmente ritenuto che la tettonogenesi compressiva della Sardegna si limitasse solo all'orogenesi ercinica, mentre era già chiara da tempo l'importanza della tettonica distensiva miocenica ("Fossa sarda" *Auct.*). Solo a metà degli anni '60, con i lavori di CHABRIER (1967; 1969; 1970) e ALVAREZ & COCOZZA (1974) sono state messe in evidenza importanti faglie trascorrenti e sovrascorrimenti del basamento sulle coperture mesozoiche. Quasi sempre queste deformazioni furono correlate con la tettonica del Dominio pirenaico-provenzale con cui la Sardegna condivide molte caratteristiche stratigrafiche mesozoiche. Recenti lavori hanno evidenziato come questa tettonica interessi buona parte del Blocco sardo-corso e come l'evoluzione terziaria dell'Isola sia correlabile più con la cintura collisionale nord-appenninica che con l'evoluzione intracratonica dell'Europa meridionale.

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

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

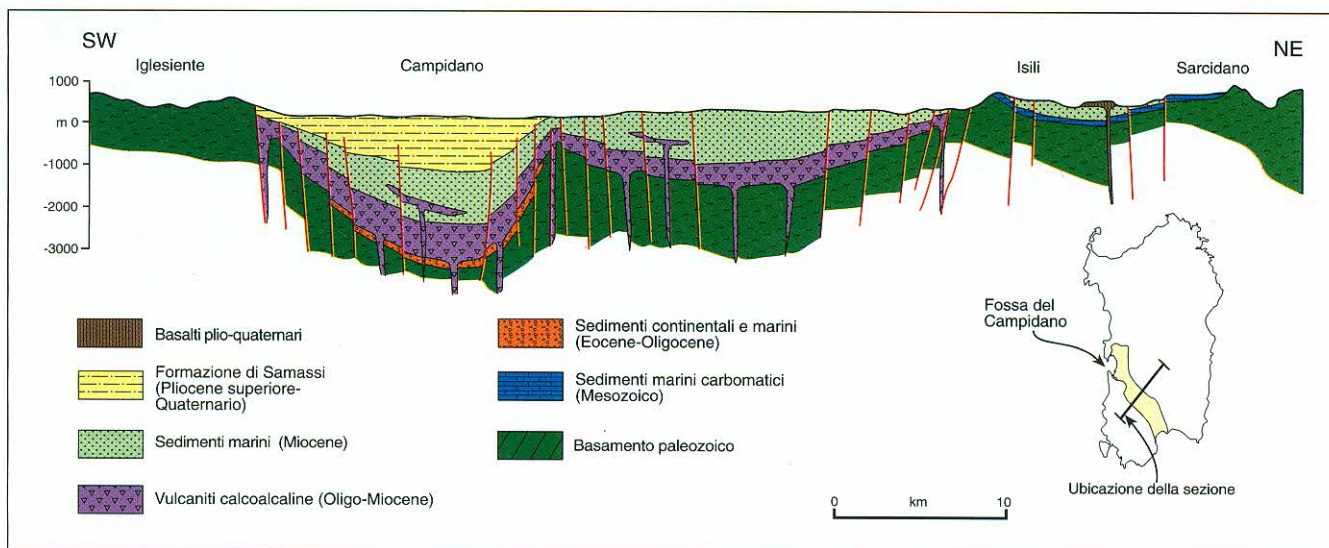


Fig. 224 - Sezione geologica schematica attraverso la Fossa del Campidano basata sull'interpretazione di dati aereomagnetici, da BALIA *et alii* (1991).
- Geological cross section across the Campidano graben based on aeromagnetic data, after BALIA *et alii* (1991).

Alle fasi distensive pliocenica e miocenica sono rispettivamente da imputare il margine orientale, riferibile all'apertura del Tirreno meridionale, e quello occidentale impostato nel Burdigaliano superiore con l'apertura del Bacino balearico (fig. 225). Questi eventi distensivi hanno determinato anche l'assetto strutturale dell'interno dell'Isola, individuandovi le fosse tettoniche plio-quadernarie del Golfo di Palmas e del Campidano con le sue prosecuzioni a mare (golfi di Oristano e Cagliari) e i bacini miocenici (post-Burdigaliano inferiore-medio) della Sardegna meridionale e settentrionale ("Fossa sarda" *Auct.*). L'espressione fisiografica più diretta della tettonica compressiva (Aquitano-Burdigaliano inferiore) è data dai lineamenti morfo-strutturali determinati dalle faglie trascorrenti NE-SW della Sardegna centro-settentrionale, ben evidenti anche da immagini da satellite (fig. 226).

Anche le quote del basamento sembrano condizionate dagli eventi collisionali della Corsica alpina. In Corsica il basamento arriva fino a oltre 2500 m di altitudine e le coperture autoctone mesozoiche sono conservate solo sotto il fronte collisionale della Corsica nord-orientale ed in piccolissimi lembi coinvolti lungo le faglie trascorrenti della Corsica sud-orientale (P.ta Calcina) (vedi la Carta Geologica e Strutturale della Sardegna e della Corsica allegata). Anche nella Sardegna nord-orientale le coperture sono estremamente ridotte e affiorano sistematicamente in strutture "a fiore" lungo le faglie trascorrenti (Isola di Tavolara, M. Albo, ecc.). Procedendo ancora verso SSW le coperture sono praticamente tabulari e la quota del penepiano ercinico su cui poggiano diminuisce ancora da circa 1200 m nel Gennargentu (Perda Liana) a circa 400 m nel Sarcidano.

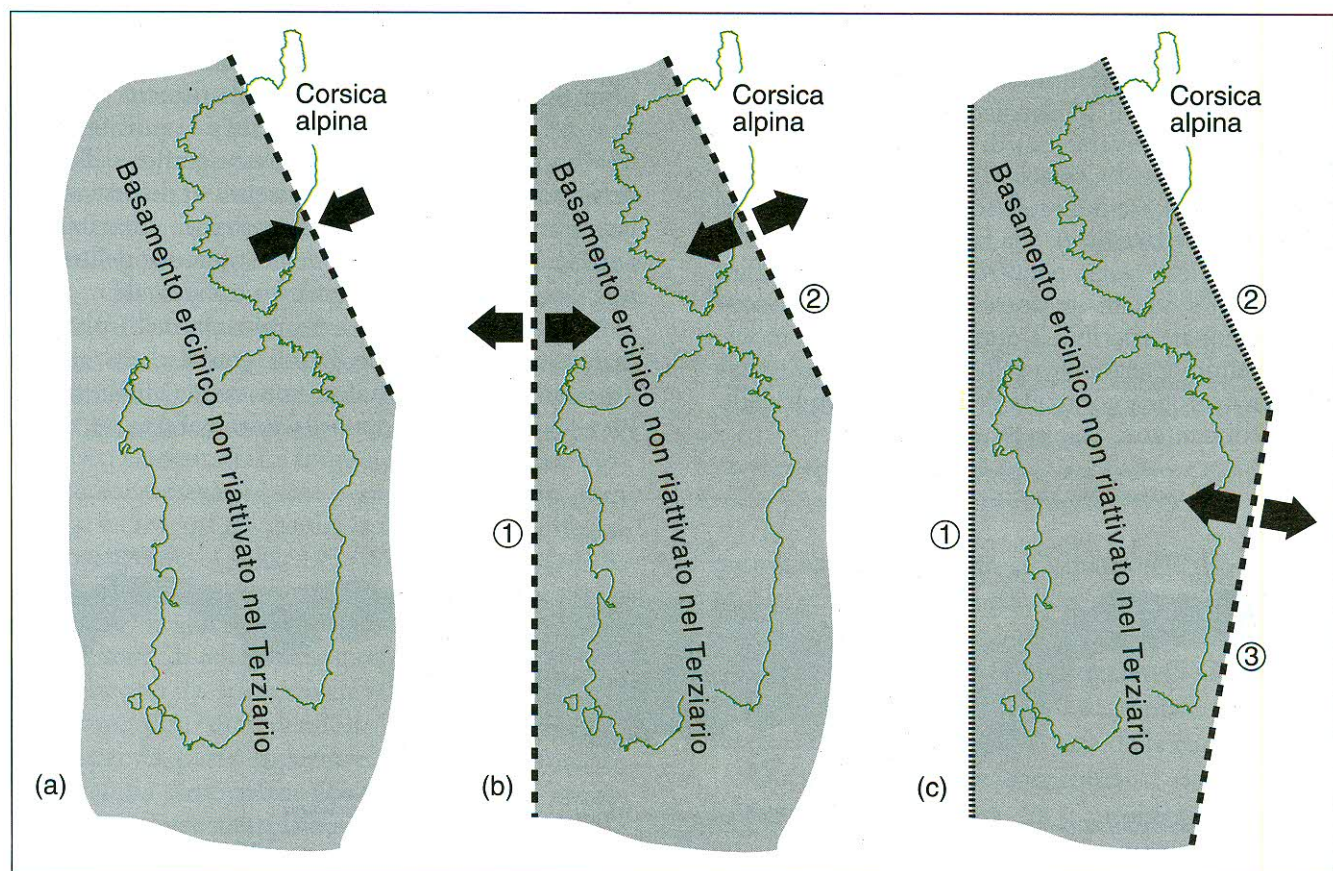


Fig. 225 - Formazione dei tre margini delimitanti il Blocco sardo-corso. (a) Un margine compressivo si sviluppa a partire dal Cretacico ed è interessato da collisione continentale nell'Oligocene superiore-Aquitano inferiore; (b) il margine passivo occidentale (1) si sviluppa nell'Oligocene superiore-Miocene inferiore, mentre quello della Corsica nord-orientale (2) nel Miocene inferiore; (c) il margine passivo orientale (3) si sviluppa nel Pliocene.

- Development of margins bounding the Corsica-Sardinia block. (a) A compressive margin developed starting in the Cretaceous and underwent continental collision in the Upper Oligocene-Lower Aquitanian; (b) the western continental margin (1) developed starting in the Upper Oligocene-Lower Miocene, the continental margin of northeastern Corsica (2) developed starting in the Lower Miocene; (c) the easternmost passive margin (3) developed starting in the Pliocene.

6.1. - LA TRANSIZIONE DAL CICLO ERCINICO AL CICLO ALPINO

Il quadro dei rapporti cronologici tra sviluppo di bacini stefano-autuniani, vulcanismo calcalino, metamorfismo regionale di alto T/P, messa in posto dei plutoni dell'associazione "calcalina composita", è da ricondurre ad una tettonica estensionale che inizia col collasso gravitativo della Catena ercinica (sicuramente attivo a partire da almeno 308 Ma, cioè dalla più antica età di chiusura delle muscoviti legate all'evento metamorfico decompressivo di alto T/P (MACERA *et alii*, 1989), e prosegue sino al Permiano. Un quadro tettonico simile si riscontra in tutto l'orogene ercinico sud-europeo. Nel Massiccio centrale e nella Montagna Nera (MALAVIEILLE *et alii*, 1990; MALAVIEILLE, 1993), come nei Pirenei (GIBSON, 1991), la concatenazione di eventi che ha portato alla genesi dei bacini carboniferi e permiani si sviluppa in un arco di tempo che va da 320 a 270 Ma. Come già fatto osservare, questa tettonica, con le manifestazioni magmatiche, metamorfiche e sedimentarie associate, non può essere considerata post-ercinica perché è parte integrante dell'evoluzione di tale ciclo orogeo e pertanto è stata discussa nel paragrafo "5.1.2. - Collasso gravitativo del cuneo orogenico". Cionondimeno, distinguere tra la cinematica estensionale dovuta al solo collasso della Catena ercinica, quella relativa a contesti transtensivi legati alle ben note trascorrenti tardo-erciniche (ARTHAUD & MATTE, 1977; ZIEGLER, 1984; VAI, 1991) e porre un limite tra queste manifestazioni estensionali e la generale subsidenza che caratterizza la crosta europea (ZIEGLER, 1980; LORENZ & NICHOLLS, 1984) nel Permiano medio, sia nelle aree intracratoniche che in quelle che saranno coinvolte nei primi stadi del processo di *rifting* neo-tetisiano, costituisce un problema ancora insoluto, che potrebbe essere risolto proprio interpretando le variazioni nel registro stratigrafico delle successioni permo-triassiche e la variazione di affinità seriale delle vulcaniti in esse intercalate.

La transizione tra il collasso tardo-ercinico (con la tettonica trascorrente in parte coeva), e l'inizio del *rifting* eoalpino, o comunque della riorganizzazione post-ercinica delle placche, in Sardegna potrebbe essere marcata dall'insorgenza del vulcanismo alcalino triassico e dai cambiamenti nelle successioni clastiche continentali da facies "grigie" di tipo autuniano a facies tipo saxo-turingiane di clima arido che gradano nei *red beds* triassici. La sovrapposizione delle facies saxo-turingiane sopra quelle autuniane è anche marcata da una evidente



Fig. 226 - Immagine da satellite Landsat della Sardegna nord-orientale; sono evidenti i lineamenti morfo-strutturali orientati NE-SW a nord del Golfo di Orosei e NW-SE a sud di questo golfo.

- Landsat image of northeastern Sardinia, evident are the NE-SW oriented features north of the Orosei gulf and NW-SE oriented south of it.

discordanza a P.ta Lu Caparoni nella Nurra, nel bacino del Lago di Mulargia (Trexenta) e a Guardia Pisano (Iglesiente). Simili evoluzioni sono documentate dalla Penisola iberica (DOBLAS *et alii*, 1994) all'Europa centrale (ZIEGLER, 1980) e in Provenza (CASSINIS *et alii*, 1995).

In Sardegna un'analisi delle strutture che interessano le successioni che dallo Stefaniano arrivano sino al Triassico inferiore è sempre stata difficile a causa della frammentarietà degli affioramenti. Le uniche indicazioni deducibili a scala cartografica

riguardano la distribuzione degli affioramenti permiani della Sardegna centro e sud-orientale. La loro collocazione al nucleo delle principali sinformi erciniche (Bacini di Seui e Perdasdefogu, Bacino del Lago di Mulargia) che deformano l'edificio a falde, infatti, ricalca chiaramente un'eredità strutturale ercinica e/o tardo-ercinica, se si considera che spesso i fianchi delle antiformi tardo-collisionali sono riattivati da faglie normali a basso angolo. Anche le trascorrenti destre tardo-erciniche spesso ricalcano l'andamento delle grandi strutture antiformali, come avviene in Sardegna nel M. Grighini e come rilevato da ARTHAUD & MATTE (1977) nell'ercinico del Massiccio centrale. In Gallura le vulcaniti permo-carbonifere e i coevi sedimenti di base si dispongono a ridosso di una zona di taglio retrograda trascorrente destra che riattiva la Linea Posada-Asinara. Un buon esempio dei rapporti tra la tettonica tardo-ercinica e lo sviluppo dei bacini permo-triassici è costituito dal Bacino del Lago di Mulargia (Sardegna centro-meridionale). In questo bacino (BARCA *et alii*, 1995a) sono state distinte due successioni: una "serie grigia inferiore" con resti vegetali di età autuniana ed una "serie rossa superiore" costituita prevalentemente da conglomerati in matrice argillitica rossastra, che poggia in discordanza angolare sulla precedente. Queste successioni mostrano relazioni di crescita, sia rispetto a faglie dirette sin-sedimentarie orientate N120E, cioè parallele alle strutture antiformali della Catena ercinica, sia rispetto a faglie con andamento sub-meridiano che documentano un'estensione E-W (fig. 227). I rapporti di terreno indicano che la sedimentazione è contemporanea all'esumazione del basamento. Nello stesso bacino sono note situazioni in cui questi depositi hanno rap-

porti di crescita con faglie a basso angolo che portano a contatto diretto i depositi sintettonici permiani con le unità più profonde e metamorfiche che affiorano a nucleo dell'antiforme di falde del Flumendosa (Unità di Castello Medusa). L'evoluzione di questo bacino mostra straordinarie somiglianze con quella dei bacini stefano-autuniani della Francia meridionale, ritenuti contemporanei al collasso di crosta ispessita del Massiccio centrale francese (MALAVIELLE *et alii*, 1990).

L'associazione dei bacini stefano-permiani con faglie dirette a basso ed alto angolo, che rappresentano la fase finale dell'esumazione della Catena ercinica, è comune in Sardegna. E' tuttavia probabile che almeno gli ultimi stadi del collasso gravitativo della catena siano coevi con la tettonica trascorrente che interessa l'orogene ercinico durante il Carbonifero superiore-Permiano. A Seui (Barbagia di Seulo) sono citati sovrascorrimenti di metamorfiti del basamento ercinico su sedimenti stefano-permiani. Poiché il sovrascorrimento è tagliato dai porfidi permiani (fig. 69), l'età di questa tettonica è chiaramente definita (SARRIA & SERRI, 1986).

6.2. - TETTONICA DELLA SUCCESSIONE CONNESSA CON L'EVOLUZIONE DEL MARGINE SUD-EUROPEO

In questo paragrafo sono descritti i movimenti tettonici post-ercinici e mesozoici che hanno interessato la Sardegna prima della collisione nord-appenninica e che trovano le loro più evidenti correlazioni nel Dominio pirenaico-provenzale. La già citata frammentarietà degli affioramenti non consente una precisa caratterizzazione della tettonica tardo-paleozoica; il quadro regionale fa pensare che questi sovrascorrimenti possano essere dovuti a locali transpressioni.

6.2.1. - Fase meso-cretatica

Le strutture

I primi movimenti tettonici di una certa importanza in cui è stata coinvolta la piattaforma carbonatica mesozoica della Sardegna iniziano alla fine del Cretacico inferiore (Fase austriaca, CHERCHI & TRÉMOLIÈRES, 1984). Questa fase è testimoniata da una discordanza angolare di importanza regionale, osservabile, a scala cartografica, tra i terreni del Cretacico superiore e quelli sottostanti, che vanno

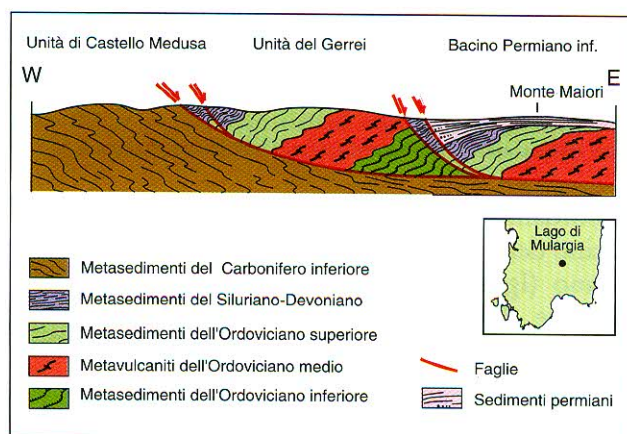


Fig. 227 - Sezione geologica nel bacino permiano del Lago di Mulargia.

- Geological cross section of the Permian basin in the Mulargia lake area.

dal ?Triassico (in Anglona) fino al Cretacico inferiore (nella Nurra, Baronie, Isola di S. Antioco) (CHERCHI & TRÉMOLIÈRES, 1984; OGGIANO *et alii*, 1987). La discordanza è marcata da depositi bauxitici nella Nurra e da conglomerati nella Sardegna orientale (ad esempio nel M. Tuttavista). Strutture tettoniche riferibili a questa fase sono segnalate solo nella Nurra (OGGIANO *et alii*, 1987), dove faglie dirette orientate N60E-N80E sono riattivate come faglie transpressive sinistre dovute ad un regime compressivo con direzione di raccorciamento media orientata circa N045E (CHERCHI & TRÉMOLIÈRES, 1984; OGGIANO *et alii*, 1987). Al regime transpressivo sono legate sia strutture plicative orientate NW-SE, che faglie estensionali dirette circa N30E con disposizione *en echelon*. Nell'area di Olmedo (Nurra orientale) numerosi sondaggi eseguiti per la ricerca mineraria hanno messo in evidenza che le bauxiti del Cretacico superiore suturano una sinclinale a nucleo di terreni valanginiano-barremiani, orientata NW-SE (OGGIANO *et alii*, 1987) (fig. 228).

Il quadro geodinamico

L'evento geodinamico più importante a cui sembra di poter riferire i movimenti intra-cretacici della Sardegna è l'inizio della subduzione dell'Oceano ligure-piemontese, testimoniato in Corsica dall'età di 105 Ma del metamorfismo di alta pressione (COHEN *et alii*, 1981; PRINCIPI & TREVES, 1984). Questa interpretazione sembra confermata anche dalla segnalazione di glaucofane detritico rinvenuto in depositi torbiditici del Maastrichtiano affioranti a Lanaitto (Supramonte) (DIENI & MASSARI, 1982).

La transizione del margine sud-europeo da passivo ad attivo determina in Provenza un'inversione della dinamica tettonica, da transtensiva ("Movimenti bedouliani" dell'Aptiano inferiore-Albiano medio, ROUSSET, 1969) a transpressiva a partire dall'Albiano superiore (PUIGDEFABREGAS & SOUQUET, 1986; COMBES & PEYBERNES, 1989).

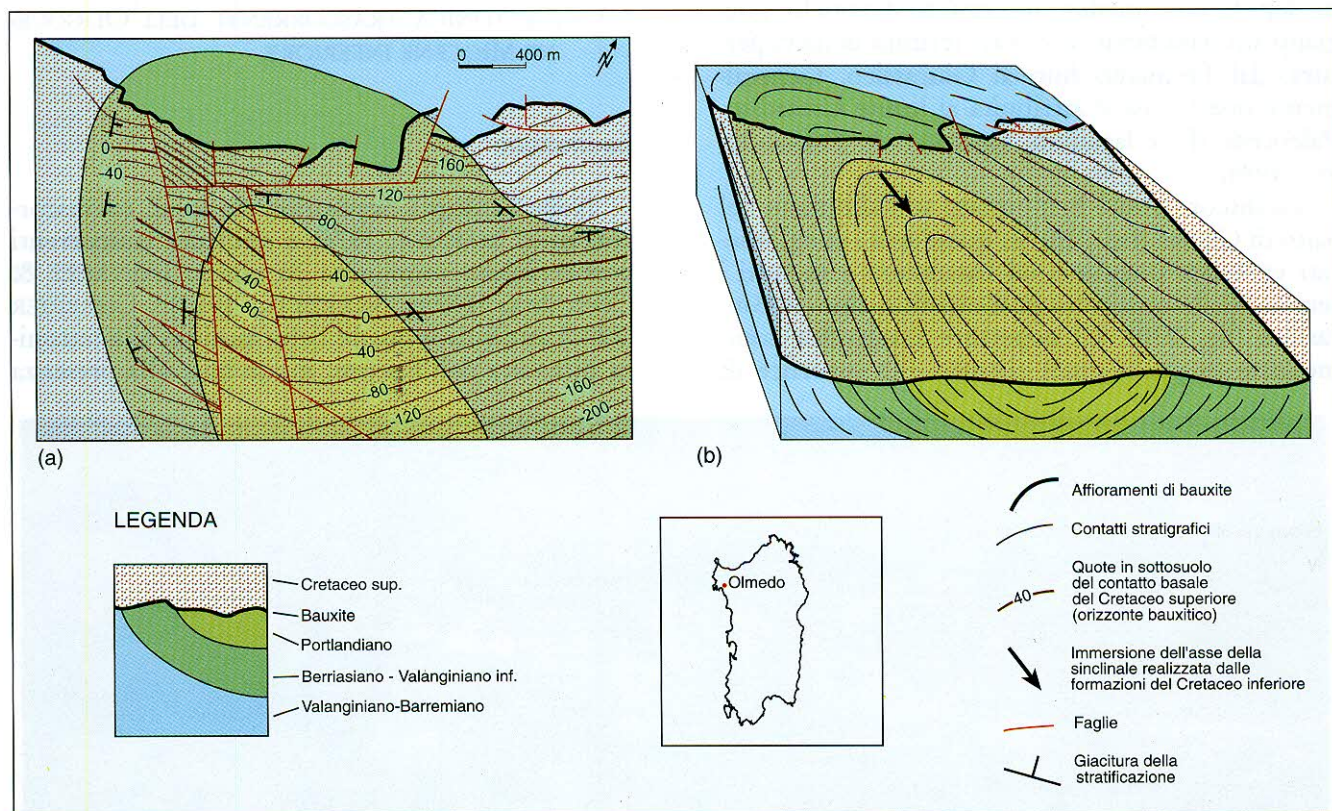


Fig. 228 - (a) Schema geologico dell'affioramento di bauxite di Olmedo (da OGGIANO *et alii*, 1987, ridisegnato). A sud degli affioramenti di bauxite (linea nera spessa), la profondità della superficie di trasgressione del Cretacico superiore (orizzonte bauxitico) è desunta da numerosi sondaggi minerari. Con gli stessi sondaggi sono state individuate le formazioni sottostanti all'orizzonte bauxitico, indicate con colori più chiari. (b) Rappresentazione tridimensionale della struttura di Olmedo.

- (a) Geological sketch map of the bauxite outcrop near Olmedo (after OGGIANO *et alii*, 1987, redrawn). South of the bauxite outcrops (thick black line), deep of the Cretaceous transgression (the bauxite level) is inferred from well data. Well data also permit reconstruction of the underlying formations (lighter colours). (b) Block diagram of the Olmedo structure.

L'evoluzione cretacea della Provenza trova perfetta corrispondenza con quella della Nurra; infatti nell'Albiano-Cenomaniano la Sardegna occidentale doveva raccordarsi ad una zona di alto strutturale che separava il bacino del *Flysch noire* dall'Oceano ligure-piemontese. Tale alto strutturale, noto come "Istmo Duranziano", si estendeva in gran parte della Provenza e corrispondeva ad una grande struttura antiformale con asse circa E-W legata ad una compressione N-S.

Secondo COMBES & PEYBERNES (1989), anche in Sardegna l'emersione meso-cretacea potrebbe essere legata a tale compressione che, oltre ad ampie ondulazioni, sarebbe responsabile delle strutture transpressive con direzioni E-W che abbiamo descritto e che ricalcano quelle provenzali.

6.2.2. - Fasi paleocenica ed eocenica

Un'importante discordanza angolare è ben nota in Sardegna alla base della Successione del Paleocene sup.-Eocene medio. Successioni detritiche poggiano sul basamento e su vari termini della copertura, dal Permiano fino al Giurassico. Generalmente questa fase è attribuita al limite Cretacico-Paleocene (Fase Iaramica, CHERCHI & TRÉMOLIÈRES, 1984).

La discordanza è ben esposta sull'altopiano del Salto di Quirra (fig. 229). In quest'area i conglomerati ypresiani poggiano sul basamento e su tutti i termini della copertura post-ercinica, fino al Giurassico (fig. 230). Le coperture trasgredite sono inclinate di pochi gradi rispetto alla superficie di

discordanza e non risultano descritte strutture plicative o disgiuntive sicuramente riferibili a questa fase.

Inoltre, nella zona sud-occidentale dell'Isola recentemente sono state segnalate strutture che indicherebbero un'attività tettonica dell'Eocene medio (BARCA & COSTAMAGNA, 1997b). Si tratta di faglie inverse associate a pieghe che coinvolgono il basamento paleozoico e la copertura mesozoica e paleogenica fino all'Eocene inferiore. I depositi più recenti coinvolti sono i sedimenti del "Lignitifero" *Auct.* del Sulcis (Cuisiano-Luteziano inferiore). Queste strutture compressive, segnalate in diverse località (Porto Pino, Gonnese), secondo gli Autori citati non interessano i sovrastanti conglomerati della Formazione del Cixerri, la cui età è riferibile all'intervallo compreso tra l'Eocene medio e l'Oligocene superiore. Queste deformazioni vengono pertanto correlate con l'evoluzione della Catena pirenaica, cui questa parte dell'Isola doveva essere prossima durante l'Eocene.

6.3. - TETTONICA TRASCORRENTE DELL'OLIGOCENE-MIOCENE INFERIORE

Le strutture

Nella Sardegna nord-orientale locali sovrascorimenti (CHABRIER, 1970) e strutture trascorrenti post-erciniche sono note da tempo (ALVAREZ & COCOZZA, 1974; SGAVETTI, 1982). CHABRIER (1970) attribuisce queste deformazioni alla tettonica pirenaica dell'Eocene, ma in base alla presenza



Fig. 229 - Panorama da M. Cardiga verso SE della successione eocenica suborizzontale del Salto di Quirra.
- Panoramic view of the Eocene succession, from M. Cardiga toward SE (Salto di Quirra).

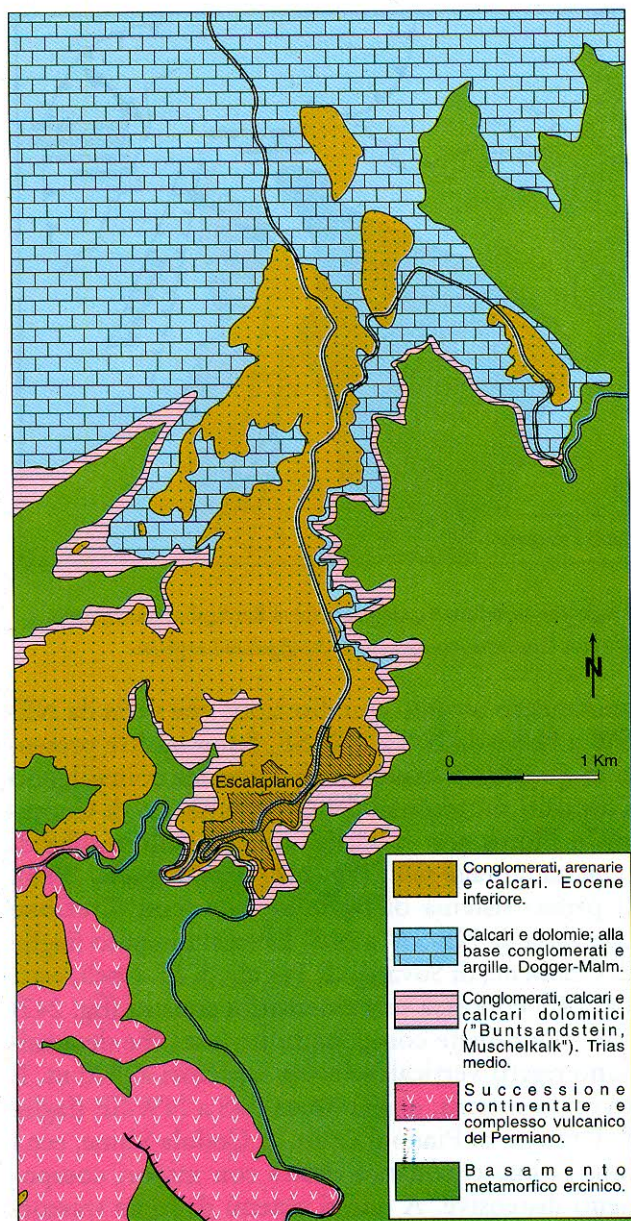


Fig. 230 - Discordanze post-erciniche nei pressi di Escalaplano.
- Post-Hercynian unconformities near Escalaplano.

di nummuliti luteziani rimaneggiati nel Conglomerato sintettonico di Cuccuru 'e Flores, DIENI & MASSARI (1965b) e ALVAREZ & COCOZZA (1974) ipotizzavano un'età più recente, probabilmente oligocenica.

Recentemente è stato documentato come la tettonica trascorrente di età oligo-aquitaniense rappresenti uno dei più importanti eventi deformativi della copertura post-ercinica sarda da riferire alla collisione continentale terziaria tra la Placca apula ed il margine sud-europeo (CARMIGNANI *et alii*, 1992b; 1994a; PASCÌ, 1997) (fig. 231).

Questa tettonica trascorrente è evidente nella Sardegna centro-settentrionale, dove sono presenti estesi lineamenti morfo-strutturali molto evidenti

anche da immagini da satellite (fig. 226).

Nella Sardegna sud-occidentale i lineamenti trascorrenti sono stati riattivati durante le fasi distensive del Miocene medio e del Plio-Quaternario, per cui lasciano un maggiore margine di interpretazione e verranno trattati separatamente.

Nella Sardegna a NE del Campidano, sulla base della direzione e della cinematica delle faglie trascorrenti, si possono distinguere tre diversi settori: quello settentrionale della Sardegna NE, quello corrispondente al Golfo di Orosei e, infine, quello più meridionale della regione dei "Tacchi".

Il settore nord-orientale (dalla Gallura fino al Marghine e alle Baronie) è caratterizzato da due principali sistemi di faglie trascorrenti (fig. 182), ai quali localmente si associano strutture transpressive e bacini di *pull apart*; il primo sistema è diretto NE-SW con rigetti sinistri, mentre l'altro è orientato E-W con rigetti destri. Il sistema più sviluppato è quello orientato circa NE-SW (Faglie di Nuoro, di Tavolara, di Olbia e quelle della Gallura), interessa tutta la Sardegna nord-orientale e si estende più a nord anche nel basamento ercinico della Corsica fino al margine collisionale della Corsica nord-orientale (fig. 232). Gli indicatori cinematici lungo le fasce cataclastiche (strie, strutture tipo "S-C", ecc.) ed i rigetti delle strutture erciniche indicano movimenti trascorrenti sinistri con minori componenti verticali, a cui sono associate sia zone transpressive che transtensive (M. Albo, Chilivani-Berchidda, ecc.) (CARMIGNANI *et alii*, 1992b; OGGIANO *et alii*, 1995; PASCÌ, 1997). L'entità dei rigetti orizzontali è plurichilometrica, come testimoniato dal rigetto orizzontale sinistro delle anomalie aereomagnetiche lungo la Faglia di Olbia (CASSANO *et alii*, 1979) che può essere stimato in circa 5 Km (fig. 50). I rigetti verticali di questo sistema, quando misurabili, raggiungono alcune centinaia di metri, ma nell'area di M. Albo, lungo la Faglia di Nuoro, arrivano fino al migliaio di metri (fig. 233 e fig. 234). I rigetti trascorrenti anche in questo caso sono tuttavia molto maggiori. Studi svolti nell'area di M. Albo (CARMIGNANI *et alii*, 1992b) descrivono sovrascorrimenti (fig. 235) con disposizione *en echelon*, coerenti con la cinematica sinistra della Faglia di Nuoro, e con una geometria caratteristica delle *flower structure* positive. Lungo questi accavallamenti sono coinvolti sedimenti clastici sintettonici (Conglomerato di Cuccuru 'e Flores) (fig. 236). L'importanza di simili strutture transpressive è sottolineata dal fatto che più elementi del basamento sono sovrascorsi sulla copertura mesozoica e terziaria, che a sua volta è interessata da *thrust* e raddoppi tettonici.

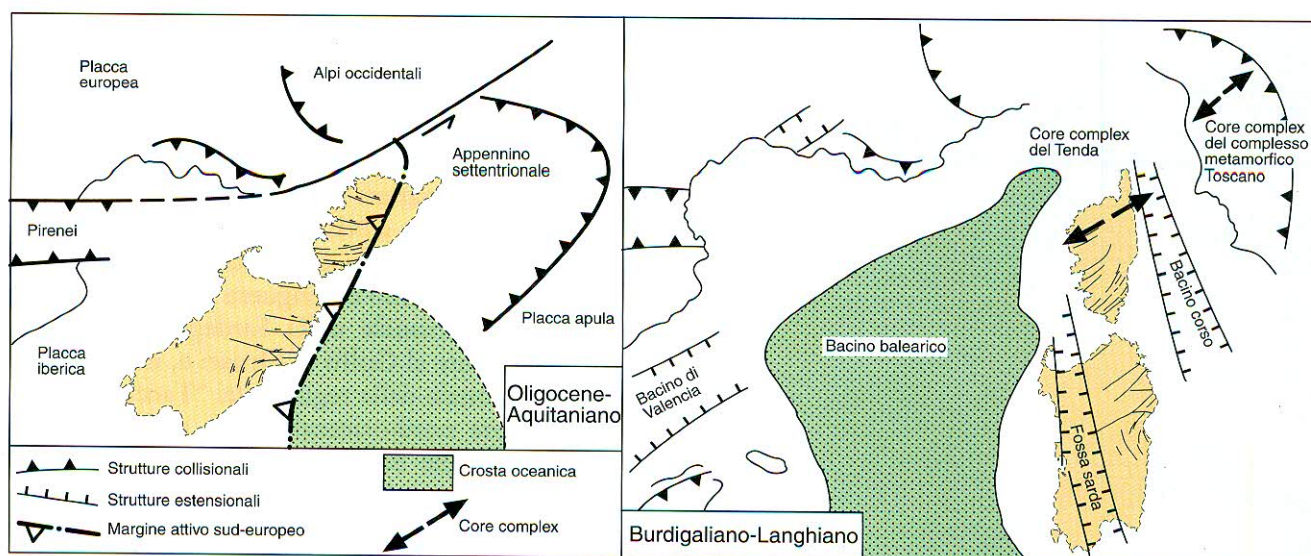


Fig. 231 - Ricostruzione geodinamica della Sardegna e della Corsica: (a) all'Oligocene superiore-Aquitaniiano; (b) al Burdigaliano-Langhiano.
- Geodynamic reconstruction of the Sardinia and Corsica position: (a) Upper Oligocene-Aquitanian; (b) Burdigalian-Langhian.

Simili strutture transpressive interessano probabilmente anche l'Isola di Tavolara (fig. 237) e la zona di Capo Figari. Anche in Corsica lembi della copertura mesozoica sono conservati nelle zone di radice di analoghe strutture a fiore (ad es.: P.ta Calcina). Alle stesse zone di taglio trascorrenti sono spesso associate in Sardegna strutture transpressive rappresentate da bacini *pull apart* (Bacino di Chilivani-Berchidda, di Ottana, di Benetutti, ecc.), colmati da depositi vulcano-sedimentari sintettonici di età compresa tra l'Oligocene medio-superiore e l'Aquitaniiano (fig. 182 e fig. 198). Questi bacini si sviluppano lungo i *releasing band* delle suddette faglie trascorrenti NE-SW. Studi nel Bacino di Chilivani-Berchidda indicano un *pattern* di strutture (pieghe, faglie sin-sedimentarie dirette, faglie trascorrenti inverse e dirette) coerenti con un regime deformativo trascorrente sinistro (OGGIANO *et alii*, 1995) (fig. 238). Nel settore nord-orientale dell'Isola, l'altro sistema di faglie trascorrenti è orientato E-W ed è caratterizzato da movimenti trascorrenti destri (faglie di Trinità d'Agultu, di Posada, ecc.), come mostrano gli indicatori cinematici ed i rigetti a carico di strutture erciniche (PASCI, 1997). L'interferenza tra le faglie trascorrenti sinistre orientate NE-SW (es. Faglia di Nuoro, ecc.) e quelle destre orientate E-W (es. Faglia del Cedrino, Faglia di Posada, ecc.), determina lo sviluppo di cunei crostali che vengono deformati ed estrusi verso E (fig. 239).

Il settore di Orosei (fig. 182, fig. 240) è caratterizzato da un sistema di faglie trascorrenti destre orientate E-W (faglie del Cedrino e di San Giovanni), e inoltre da due sistemi di faglie trascorrenti ad

andamento arcuato con direzione che varia da NE-SW a N-S e da N-S a NW-SE. Sono inoltre presenti in quest'area strutture plicative che coinvolgono i depositi sintettonici del Conglomerato di Cuccuru 'e Flores con modalità tipiche delle pieghe di crescita (*growth fold*) (fig. 241) (PASCI *et alii*, 1998). Il primo sistema di faglie arcuate (con direzione che varia da NE-SW a N-S) è ben sviluppato (faglie di Oddoene, di Sovana, di Tiscali, di M. Oseli, ecc.: fig. 240) e mostra una cinematica sinistra (fig. 242) con subordinate componenti inverse, che determinano rigetti verticali talvolta superiori ai 500 m. Il secondo sistema, orientato da N-S a NW-SE (faglie di Urzulei, di Piano d'Ozio, di Codula Sisine, ecc.) mostra una cinematica destra con minori componenti distensive. A questi sistemi di faglie trascorrenti e strettamente connessi con il loro sviluppo si associano sistemi plicativi (fig. 240, fig. 243) (PASCI, 1997), la maggior parte dei quali ha direzioni assiali comprese tra N35E e N70E (ad es. la Sinclinale di Lanaitto, fig. 244), pur essendo presenti anche sistemi di pieghe ad assi orientati N20E e N150-170E. In alcuni casi si generano interferenze tra sistemi di pieghe con strutture del tipo "duomi e bacini", come ad esempio nell'area di Gorropu. Queste pieghe talvolta sviluppano fianchi rovesci di dimensioni ettometriche (Supramonte di Oliena, Oddoene, M. Tuttavista, ecc.), lungo i quali possono impostarsi locali sovrascorrimenti con un'importante componente trascorrente (fig. 245, fig. 246).

Più a S, nel settore dei "Tacchi" (Sardegna centro-meridionale), i maggiori lineamenti tettonici sono rappresentati da un sistema di faglie trascor-

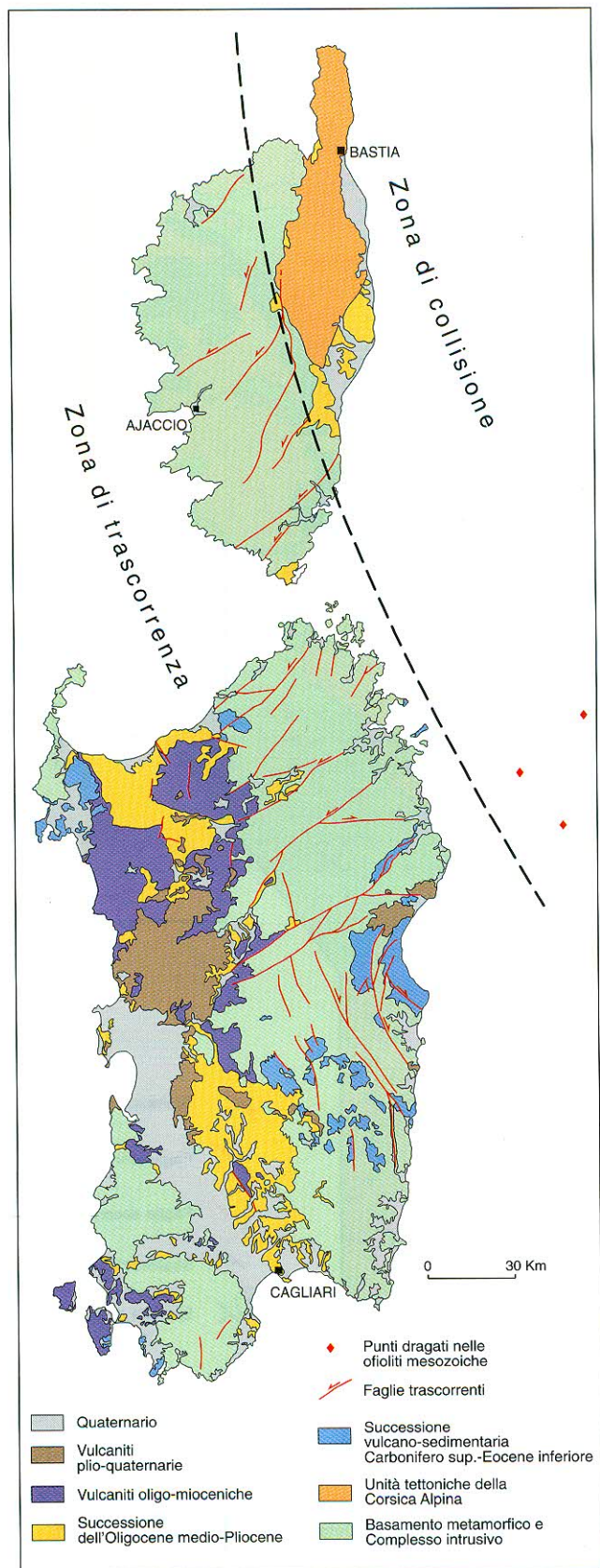


Fig. 232 - Schema strutturale mostrante i principali lineamenti della tettonica trascorrente terziaria in Sardegna e in Corsica.

- Sketch map with main tectonic lineaments belonging to the Tertiary strike-slip tectonics in Sardinia and Corsica.

renti destre con componenti dirette, orientate NW-SE (fig. 182). Gli affioramenti mesozoici ed eocenici di quest'area, abbastanza estesi, sono suborizzontali (fig. 229) e solo in prossimità delle faglie si osservano inclinazioni fino a 40°. Nel complesso quest'area è caratterizzata da deboli deformazioni, che si concentrano lungo le faglie trascorrenti, lasciando i blocchi tra di esse quasi indeformati. La differenza principale tra le zone a N e a S del Golfo di Orosei è che la prima zona è strutturata secondo faglie trascorrenti sinistre orientate NE-SW che mostrano spesso una forte componente compressiva, mentre a S del Golfo di Orosei il basamento è strutturato da faglie trascorrenti destre orientate NW-SE che mostrano, al contrario, componenti estensionali. Queste ultime componenti sembrano aumentare verso SW e portano all'individuazione di vasti bacini di età oligo-aquitaniata allungati in direzione NW-SE, in cui si raggiungono spessori e batimetrie di sedimentazione considerevoli (CHERCHI, 1985b, e bibliografia). Un sondaggio eseguito al largo del Golfo di Cagliari (Pozzo Marcella, Agip) mostra che elevati spessori (oltre 500 m) di sedimenti oligo-aquitaniati sono presenti anche al di sotto del Graben del Campidano, suggerendo fortemente che anche il limite NE dell'*horst* dell'Iglesiente-Sulcis e Arburese derivi da una riattivazione di una faglia precedente. In quest'area, comunque, sia per la maggiore estensione della copertura del Miocene medio e del Quaternario, sia per la sovrapposizione della fase distensiva neogenica e quaternaria sugli stessi lineamenti oligo-aquitaniati, la tettonica trascorrente non è evidente come nel nord dell'Isola.

La cinematica e l'orientazione dei sistemi di faglie della Sardegna centro-settentrionale indicano una direzione di raccorciamento con orientazione circa N-S (PASCI, 1997), ma una precisa direzione del paleostress principale massimo non è facile da stabilire. Come mostrato nella Carta geologica allegata, le direzioni dei sistemi di faglie terziarie descritte sono infatti strettamente ereditate dalla struttura ercinica del basamento; al riguardo, particolarmente evidente è il parallelismo dei sistemi di faglie con i sistemi di filoni tardo-ercinici o con i lineamenti fondamentali della Catena ercinica (ad es.: la Linea Posada-Asinara). Probabilmente l'orientazione del paleostress principale è compresa entro un angolo di circa 20° attorno alla direzione N-S.

Una ricostruzione della paleogeografia oligocena recentemente proposta prevede che il margine collisionale della Corsica NE prosegua verso S in una zona di subduzione oceanica (fig. 231). Questo implica che la crosta della Sardegna durante il rac-

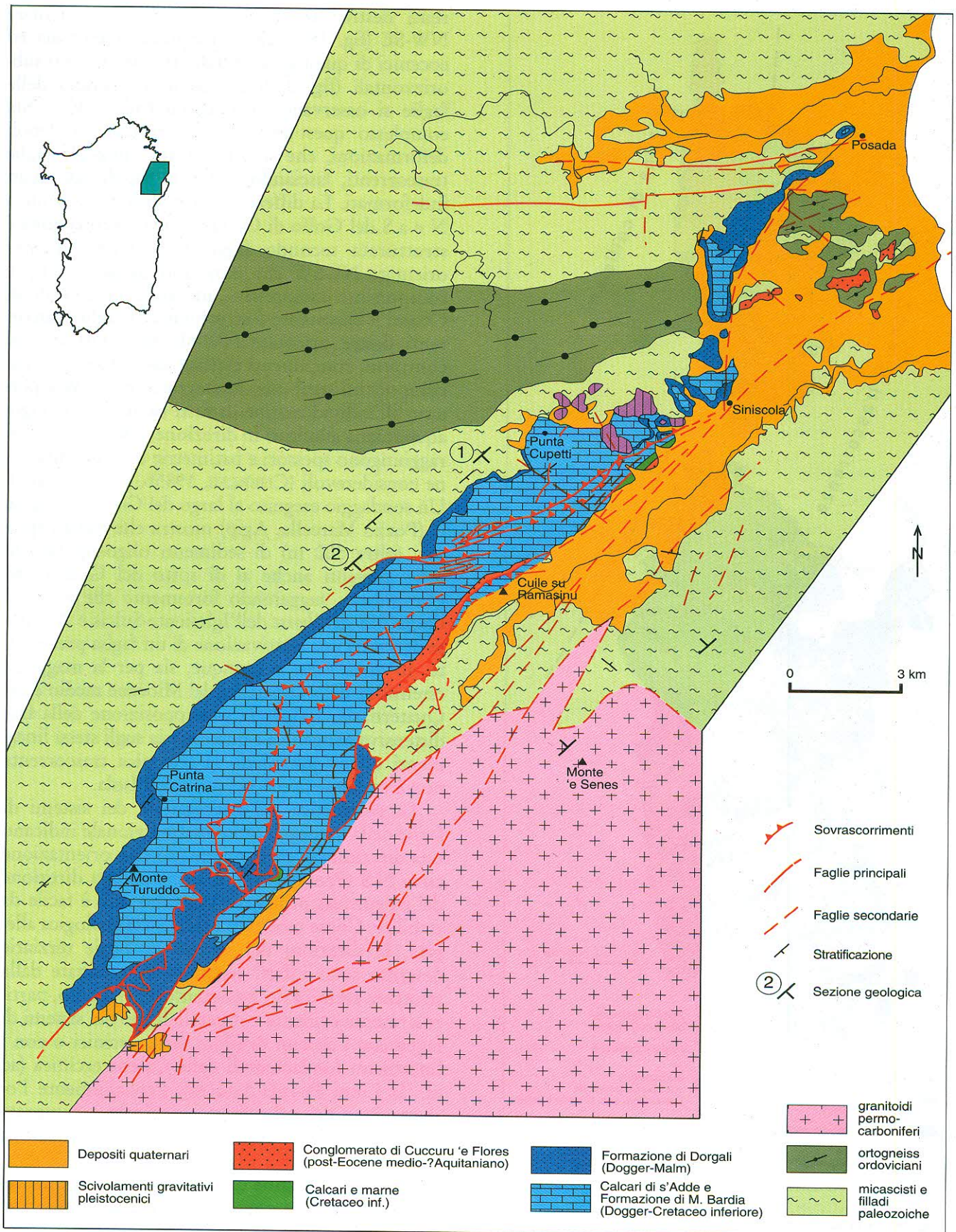


Fig. 233 - Schema geologico-strutturale del M. Albo, da CARMIGNANI *et alii* (1992b). Le sezioni geologiche sono illustrate in Fig. 234.
 - Structural map of M. Albo, after CARMIGNANI *et alii* (1992b). Geological cross sections see Fig. 234.

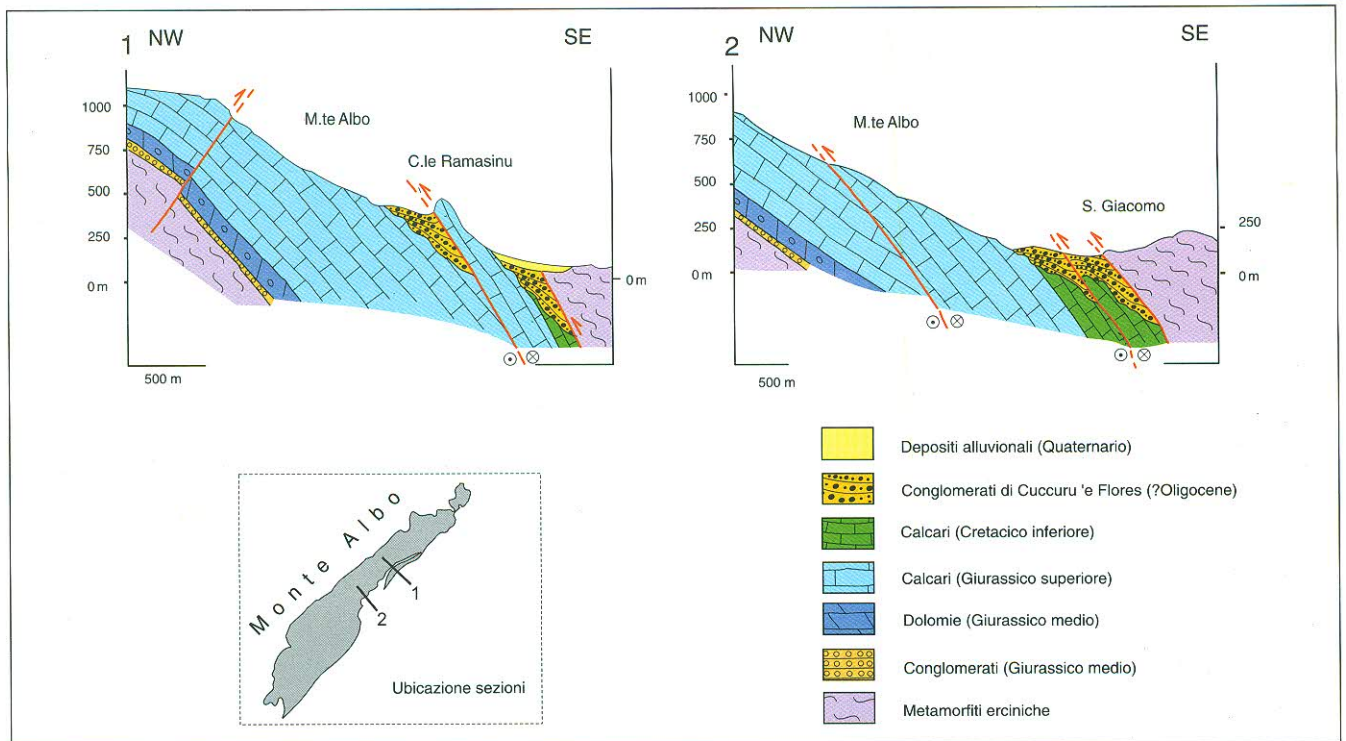


Fig. 234 - Sezioni geologiche attraverso le strutture transpressive della Sardegna orientale, presso M. Albo (Baronie); da PASCi *et alii*, 1998. Ubicazione delle sezioni in Fig. 233.

- Geological cross sections across transpressive structures of eastern Sardinia, near M. Albo (Baronie); after PASCi *et alii*, 1998. Location of sections in Fig. 233.



Fig. 235 - Sovrascorrimento delle dolomie giurassiche della Formazione di Dorgali (D) sui calcari giurassici della Formazione di M. Tului (T) lungo una faglia sintetica della Faglia di Nuoro; M. Albo (Baronie).

- Thrusting of Jurassic dolomites of the Dorgali formation (D) above Jurassic limestones of the M. Tului formation (T) along a synthetic fault of the Nuoro fault; M. Albo (Baronie).



Fig. 236 - Affioramento del Conglomerato di Cuccuru 'e Flores lungo una faglia sintetica della Faglia di Nuoro, versante orientale di M. Albo (Baronie), presso Cuile su Ramasinu. Si noti la foliazione subverticale sviluppatasi lungo il contatto tettonico e il forte allungamento prodotto nei clasti carbonatici.

- *Cuccuru 'e Flores Conglomerate along a synthetic fault of the Nuoro fault, eastern M. Albo (Baronie), near Cuile su Ramasinu. Note vertical foliation developed along the tectonic contact and strong elongation of carbonate pebbles.*



Fig. 237 - Veduta dell'Isola di Tavolara da ovest: l'inclinazione verso sud-est degli strati delle dolomie del Giurassico è dovuta alla tettonica transpressiva oligo-aquitaniiana.

- *Tavolara island (Gallura) seen from west: south-east dip of Jurassic dolomite bedding is due to Oligocene-Aquitanian strike-slip tectonics.*

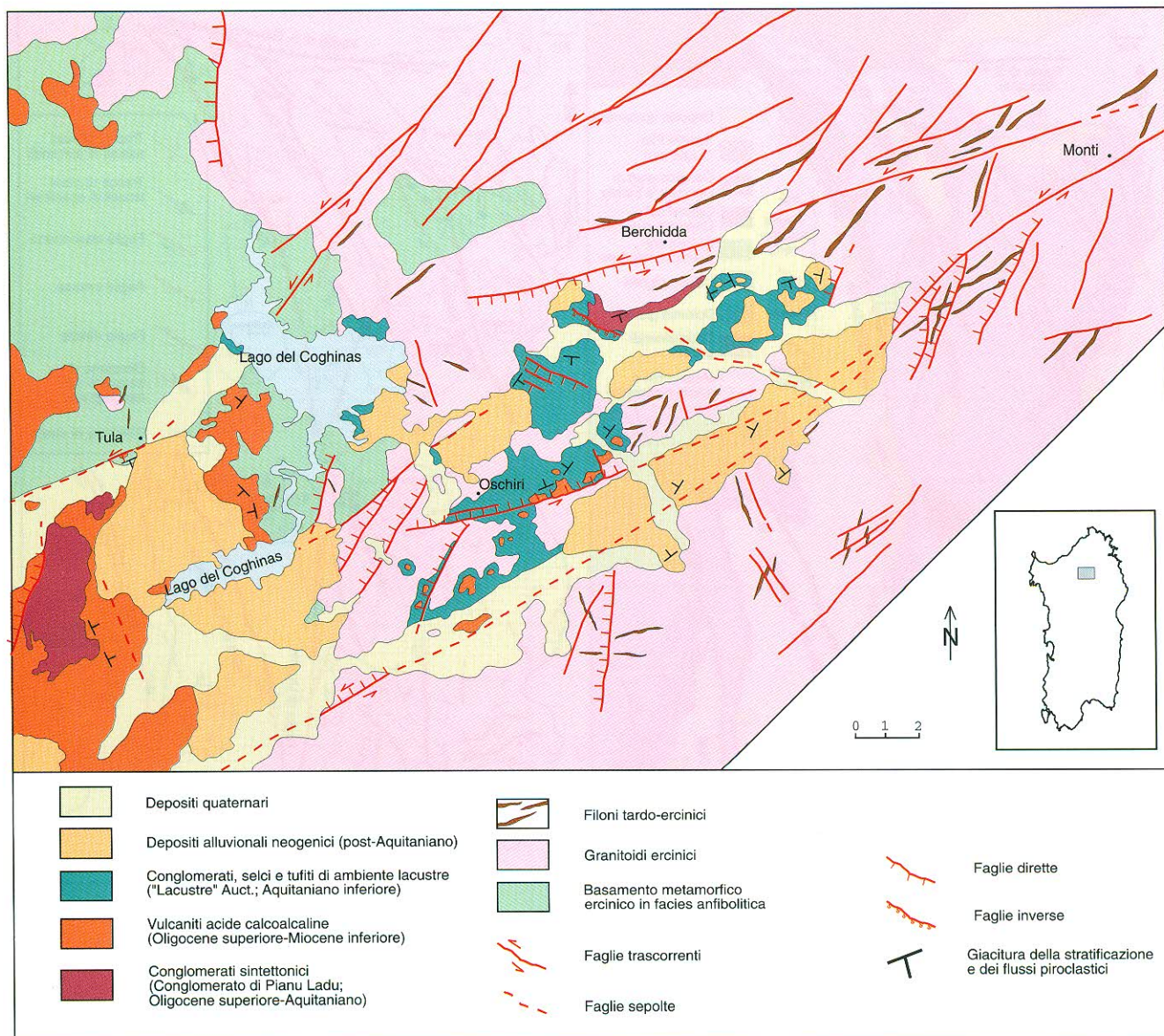


Fig. 238 - Schema geologico-strutturale del Bacino di Chilivani-Berchidda (da OGGIANO *et alii*, 1995, ridisegnato).
- Structural-geological sketch map of the Chilivani-Berchidda basin (after OGGIANO *et alii*, 1995, redrawn).

corciamento N-S non fosse confinata ad E. La cinematica dei blocchi coinvolti nella trascorrenza sembra supportare questa interpretazione geodinamica. A N del Golfo di Orosei il basamento reagisce al raccorciamento N-S con un'estensione realizzata mediante estrusione verso E di blocchi cristallini limitati a NW da faglie traspressive sinistre (di direzione NE-SW) e a S da faglie traspressive destre (di direzione E-W) (cuneo di Capo Comino, cuneo di Posada, fig. 239) (PASCI, 1997). A S del Golfo di Orosei si realizza una geometria di *tectonic escape* mediante il sistema di faglie trascorrenti destre orientate NW-SE. Coerentemente con l'assenza di un confinamento verso E, queste faglie hanno sistematicamente un'importante componente diretta.

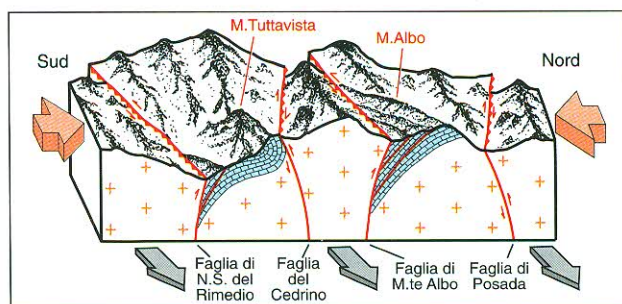


Fig. 239 - Schema tridimensionale (non in scala), che mostra l'estruzione verso E e la deformazione compressiva dei cunei cristallini limitati da faglie trascorrenti. Questo movimento è il risultato di un raccorciamento medio orientato N-S (da: PASCI, 1997, modificato).

- Block-diagram (not to scale) showing eastward extrusion and compressive deformation in crustal wedges bounded by strike-slip tectonics. Block movements result from overall N-S shortening (after PASCI, 1997, modified).

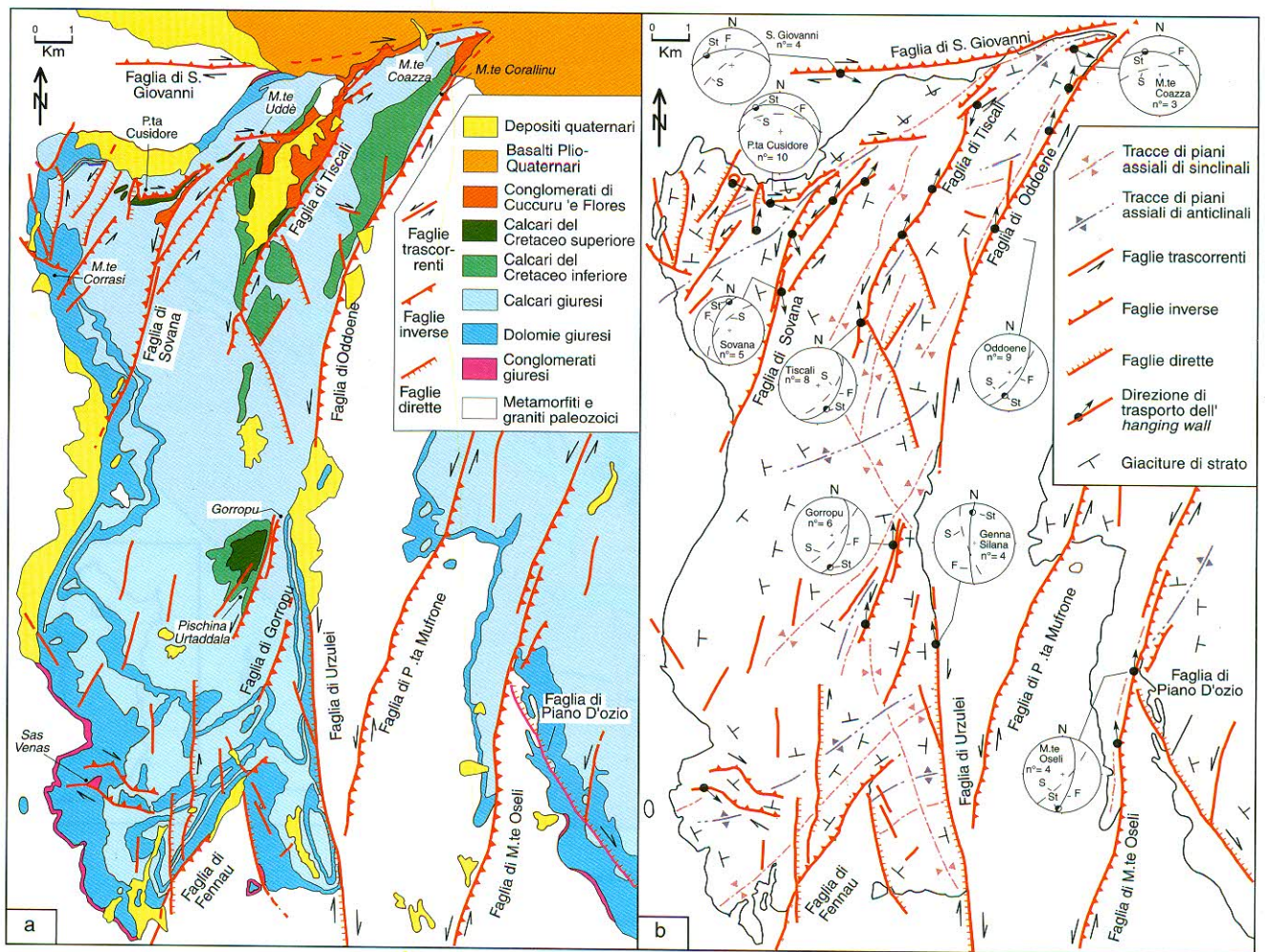


Fig. 240 - Schema geologico (a) e strutturale (b) del Supramonte (da Pasci, 1997, modificato).

- Geologic (a) and tectonic (b) map of Supramonte area (after PASCI, 1997, modified).

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

La documentazione stratigrafica più completa, conservata dentro i bacini transtensivi della Sardegna centro-settentrionale (OGGIANO *et alii*, 1995), indica che le faglie trascorrenti sono state sicuramente attive nell'Oligocene superiore fino all'Aquitano superiore. Come verrà discusso più avanti, il limite cronologico superiore per l'attività di queste faglie è dato dall'impostarsi delle fosse del Burdigaliano superiore che tagliano i lineamenti trascorrenti ed i depositi ad essi connessi (fig. 198).

Un'interpretazione in chiave di riattivazione distensiva dei lineamenti trascorrenti può essere prospettata per la parte sud-occidentale (Iglesiente-Sulcis) della Sardegna. Quest'area è costituita da un blocco di basamento ercinico completamente isolato dal resto del basamento sardo dalla fossa plio-pleistocenica del Campidano. Gli elementi strutturali principali in quest'area sono costituiti da due bassi strutturali allungati in direzione E-W, che da S verso N sono: il Bacino di Narcao e la Fossa del Cixerri. Questi bacini sono caratterizzati dalla classica successione dell'Eocene inferiore dell'Iglesiente-Sulcis ("Miliolitico", "Lignifero" *Auct.*) sormontata dai depositi clastici grossolani della Formazione del Cixerri (Eocene superiore-Oligocene) e, infine, dai prodotti vulcanici (andesiti ed ignimbriti) dell'Oligocene superiore-Miocene medio. I bassi strutturali orientati E-W sopra descritti (Bacino di Narcao e Fossa del Cixerri) sono tradizional-

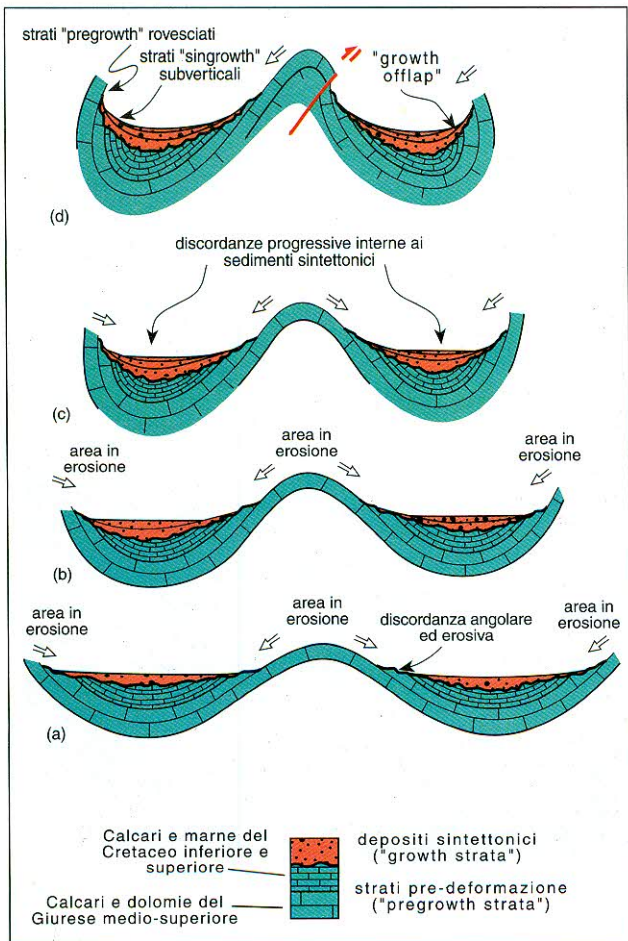


Fig. 241 - Modello evolutivo schematico tettono-sedimentario ipotizzato per l'area di M. Coazza-M. Corallino. La sedimentazione avviene nelle depressioni sinclinali, dove i depositi clastici terziari vengono progressivamente piegati in strutture tipo "sinclinali di crescita", delimitate da faglie trascorrenti inverse (non rappresentate nello schema); (da: PASCI *et alii*, 1998).

- Tectono-sedimentary evolution of the M. Coazza-M. Corallino area. Deposition occur in synclines, where Tertiary clastic deposits are progressively folded in growth synclines, bounded by reverse strike-slip faults (not drawn) (after: PASCI *et alii*, 1998).

mente considerati come graben delimitati da faglie E-W, ma rilevamenti effettuati nell'ambito della realizzazione dei nuovi fogli geologici del Servizio Geologico d'Italia a scala 1:50.000, F°556-Assemini e F°564-Carbonia, hanno evidenziato che:

- a) tra i depositi eocenici affioranti lungo i bordi di queste depressioni ed il basamento ercinico non esiste alcuna importante faglia; in molte località è stato verificato che il contatto è stratigrafico con una discordanza basale (*non-conformity*);
- b) le rocce sedimentarie eoceniche che affiorano con buona continuità lungo i bordi delle depressioni immergono costantemente verso l'asse del bacino;
- c) i vecchi piani di coltivazione delle miniere di carbone del Sulcis mostrano che il "Lignitifero" *Auct.*

(costituente il livello produttivo) è intensamente piegato fino a formare pieghe con fianchi rovesci. Anche le attuali coltivazioni di carbone (miniera di Nuraxi Figus) hanno evidenziato la presenza di pieghe ettometriche, con piano assiale sub-verticale, accompagnate da elementi strutturali minori coerenti con un raccorciamento sub-orizzontale. Un quadro analogo è evidente alla scala dell'affioramento nella Formazione del Cixerri, dove sono comuni faglie inverse con rigetti metrici (fig. 247) e strutture coniugate che ammettono un raccorciamento sub-orizzontale già note da tempo (COCOZZA *et alii*, 1990). Sempre alla scala dell'affioramento è altrettanto evidente che lo stesso deposito è interessato successivamente da una fase distensiva che si manifesta con faglie dirette;

d) l'analisi sedimentologica della Formazione del Cixerri non mostra facies prossimali più grossolane e caotiche in prossimità dei bordi del Bacino di Narcao o della Fossa del Cixerri, come sarebbe normale in una fossa tettonica con sedimentazione controllata da scarpate di faglie attive.

In sintesi, queste osservazioni sedimentologiche e strutturali porterebbero ad escludere l'interpretazione classica delle fosse del Cixerri e di Narcao come graben bordati da faglie dirette. La fossa di Funtanazza, nell'Arburese, presenta un quadro cartografico analogo, anche se attualmente i dati strutturali in quest'area sono meno completi.

I dati disponibili, al contrario, indicano che i bassi strutturali del Cixerri e di Narcao si configurano meglio come blande sinclinali con direzione assiale circa E-W, che piegano la successione dell'Eocene inferiore-medio, e hanno originato i depocentri per la sedimentazione della successione continentale della Formazione del Cixerri durante l'Eocene superiore-Oligocene (fig. 248a). Durante la deposizione le due sinclinali hanno quindi funzionato come sinclinali di crescita, per cui la deformazione e l'inclinazione degli strati depositi diminuisce progressivamente verso l'alto.

Nel Bacino di Narcao la Formazione del Cixerri è ricoperta da una successione vulcanica di età compresa tra l'Oligocene superiore ed il Miocene medio (ASSORGIA *et alii*, 1981; 1992d; 1992e; LECCA *et alii*, 1997), costituita alla base da andesiti in duomi e colate e alla sommità da unità ignimbriche. Le ignimbriche di età Burdigaliano superiore-Langhiano non sono sicuramente deformate da questa tettonica plicativa e forniscono il limite temporale superiore per la tettonica compressiva delle fosse dell'Iglesiente-Sulcis.

Questa interpretazione dell'evoluzione tettonica paleogenica del blocco dell'Iglesiente-Sulcis e



Fig. 242 - Contatto tettonico tra calcari giurassici (in alto) e conglomerati terziari (Conglomerato di Cuccuru 'e Flores) (in basso): i rapporti angolari tra la direzione di allungamento dei clasti del conglomerato e la superficie di contatto indicano un movimento trascorrente sinistrale; M. Coazza (Supramonte).

- Tectonic contact between Jurassic limestones (above) and Tertiary conglomerates (Conglomerato di Cuccuru 'e Flores) (below): relationship between elongation of clasts and fault plane point out a sinistral sense of shear M. Coazza (Supramonte).



Fig. 243 - Anticlinale nei calcari marnosi del Cretacico inferiore, presso Pischina Urtaddala, Supramonte di Urzulei. La volta della grotta ricalca la geometria della piega.

- Anticline developed in Lower Cretaceous marly limestones, near Pischina Urtaddala, Supramonte di Urzulei. The cave vault show the fold geometry.

Arburese consente di correlarla in modo coerente con quella del resto dell'Isola. Infatti le due sinclinali E-W del Cixerri e di Narcao sono compatibili

con un raccorciamento N-S ed i loro rapporti angolari con le fosse plio-quadernarie del Campidano e, forse, del Golfo di Palmas, suggeriscono fortemente che queste fosse derivino da faglie trascorrenti destre (probabilmente oligo-aquitaniene) riattivate durante il Miocene medio ed il Plio-Quaternario (fig. 248). Questa ipotesi è supportata anche da un sondaggio (Pozzo Marcella, AGIP) effettuato nel Golfo di Cagliari in corrispondenza della prosecuzione a mare del Graben del Campidano dove, al di sotto dei depositi quadernari e della successione marina miocenica, sono stati attraversati più di 500 m di conglomerati della Formazione di Ussana e più di 600 m di andesiti oligo-mioceniche (LECCA *et alii*, 1986).

Il quadro geodinamico

La tettonica trascorrente oligo-aquitaniense della Sardegna è stata messa in relazione con la tettonica collisionale del margine della Corsica nord-orientale (CARMIGNANI *et alii*, 1992b; 1994a; 1995; PASCI, 1997), come suggerito dal quadro cinematico deli-

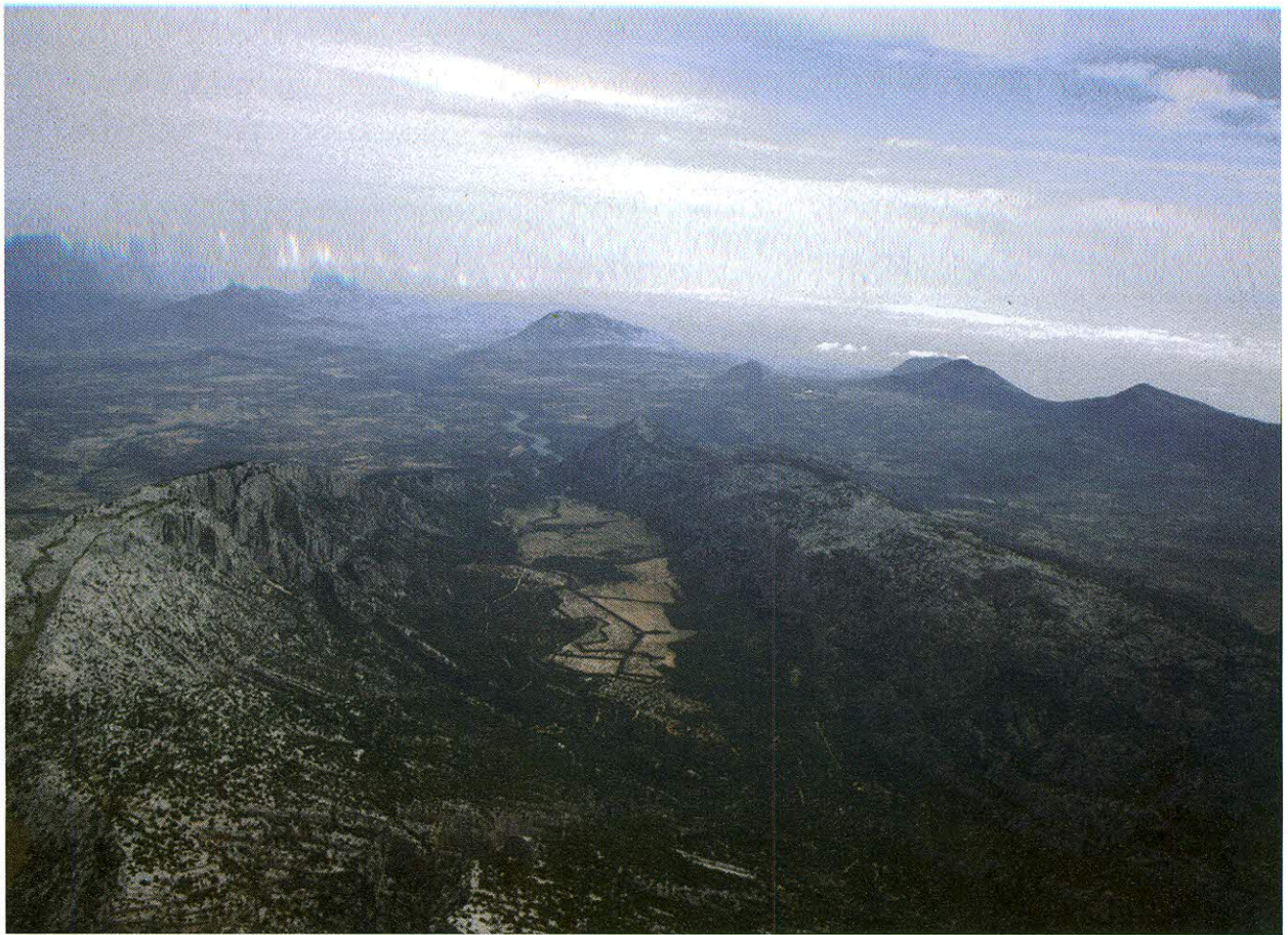


Fig. 244 - Veduta aerea della Valle di Lanaitto (Supramonte). Vista verso NE.
- Aerial photograph of the Lanaitto valley, view toward NE.

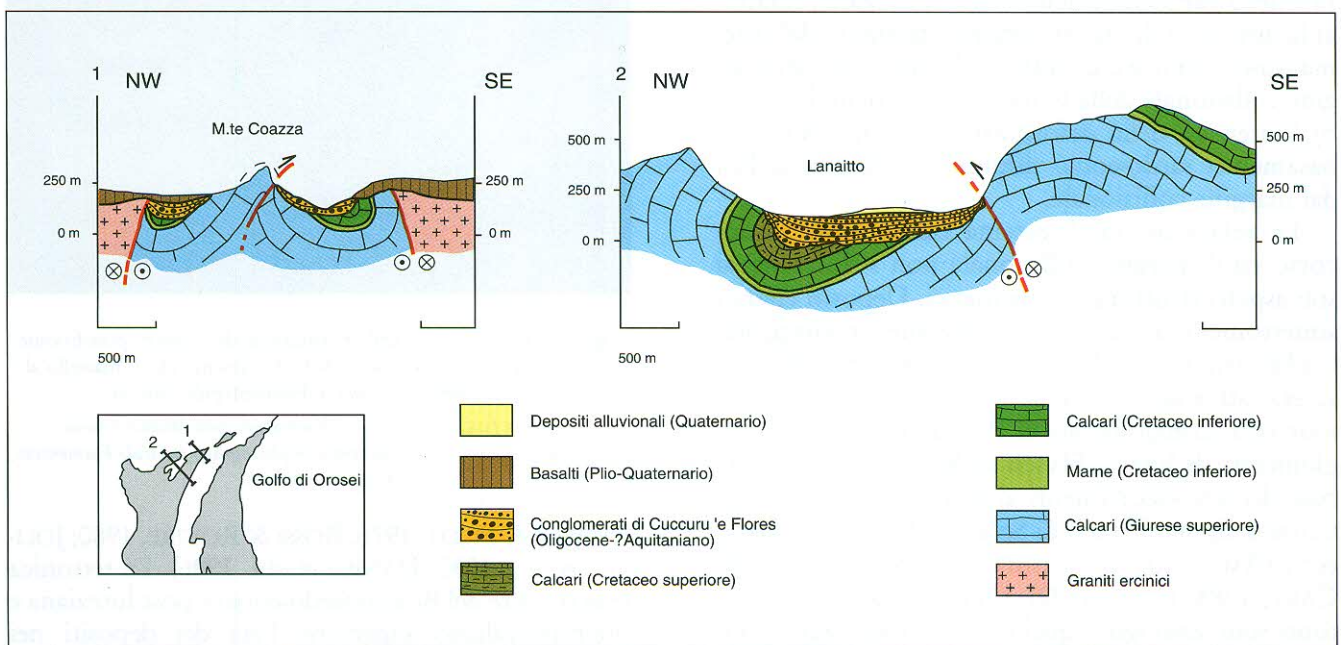


Fig. 245 - Sezioni geologiche nel Supramonte mostranti la geometria delle strutture plicative, i loro rapporti con le faglie trascorrenti e con i depositi sintettonici (Conglomerato di Cuccuru 'e Flores).

- Geological cross section in the Supramonte area, showing fold structures, their relationships with strike-slip faults and syn-tectonic sediments (Conglomerato di Cuccuru 'e Flores).

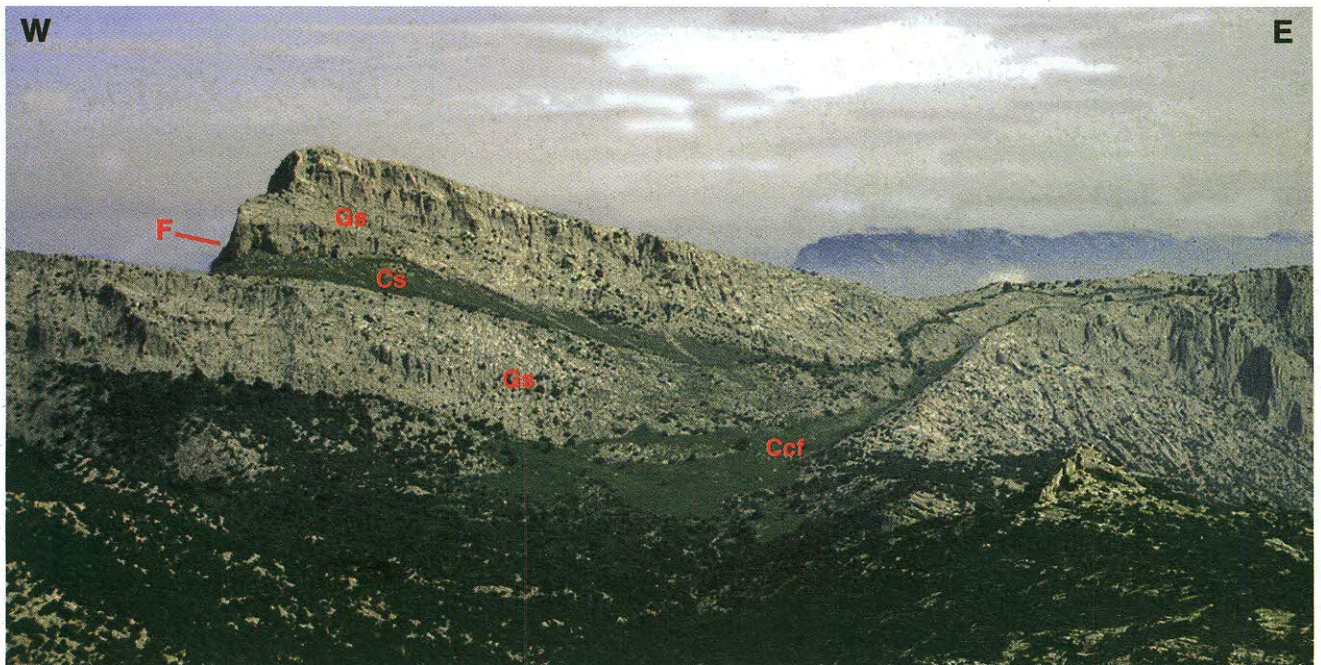


Fig. 246 - Sovrascorrimento dei calcari giurassici (Gs) sui calcari nodulari del Cretacico superiore (Cs) e sul conglomerato di Cucuru 'e Flores (Ccf). Gli indicatori cinematici lungo il contatto tettonico (F) indicano un'importante componente di trascorrenza destra; (P.ta Cusidore: Supramonte di Oliena).

- Thrusting of Jurassic limestones (Gs) onto Upper Cretaceous nodular limestones (Cs) and Cucuru 'e Flores Conglomerate (Ccf). Shear sense indicators along the tectonic contact (F) shows a dextral strike-slip component; (P.ta Cusidore: Supramonte di Oliena).

neato dai sistemi di faglie trascorrenti della Corsica e della Sardegna e dalla distribuzione della deformazione (vedi anche la Carta Geologica e Strutturale della Sardegna e della Corsica allegata), infatti: a) la direzione di raccorciamento ammessa dal sistema trascorrente è coerente con la direzione del margine collisionale della Corsica nord-orientale; b) l'intensità della deformazione compressiva nel basamento sardo-corso diminuisce allontanandosi dal margine collisionale.

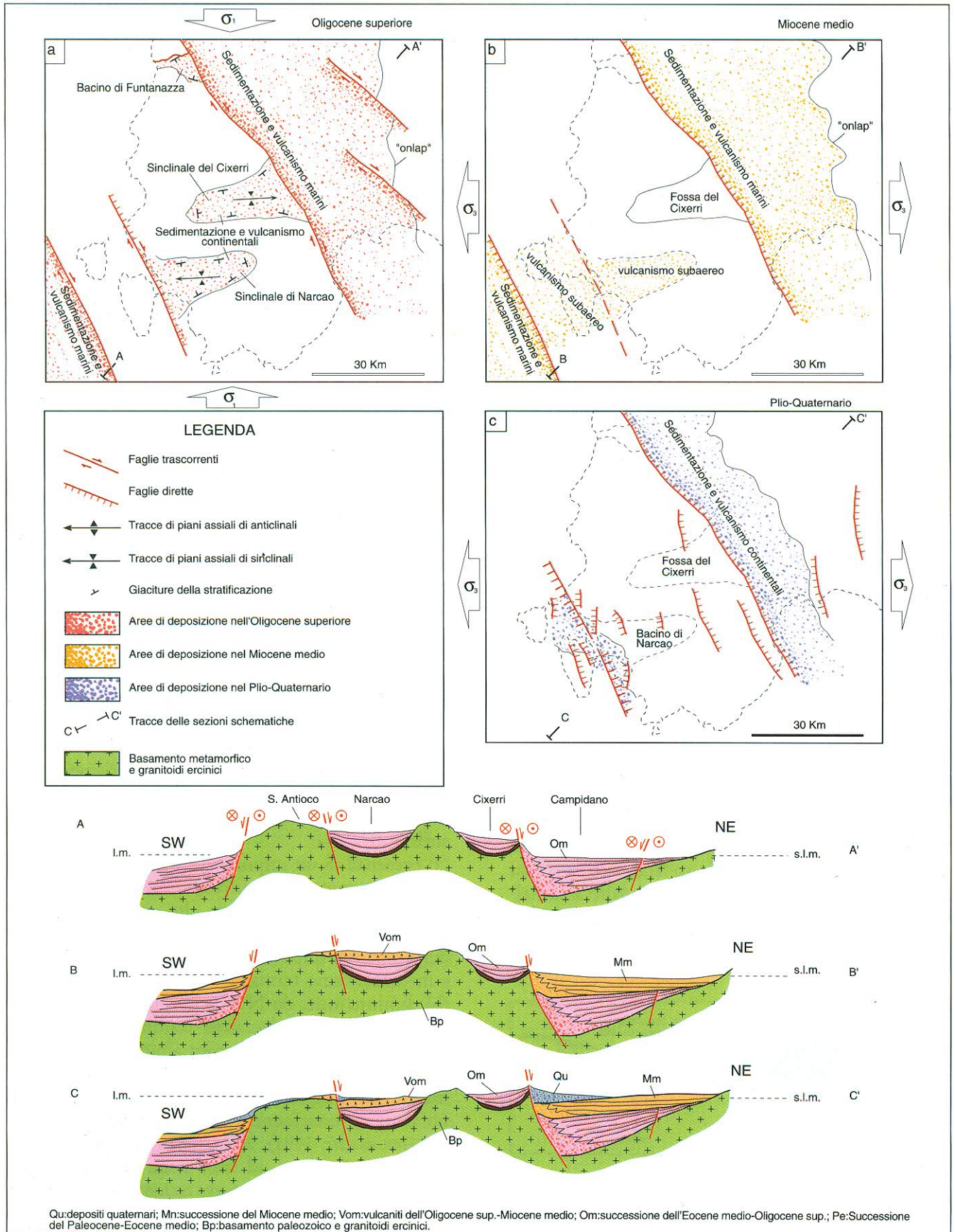
Le relazioni tra il sistema trascorrente sardo-corso ed il margine collisionale non si limitano ai soli aspetti strutturali e cinematici. Depositi clastici sintettonici con nummuliti luteziane rimaneggiate, o addirittura clasti di calcari a nummuliti della stessa età, affiorano in Corsica sia lungo le faglie trascorrenti (conglomerati di P.ta di a Chiappa, conglomerati di Vazio, Flysch di Solaro, ecc.) sia alla base dei sovrascorrimenti al fronte delle falde della Corsica alpina (Flysch di Solaro, Flysch di Polasca, ecc.) (AMAUDRIC DU CHAFFAUT, 1973; BEZERT & CABY, 1988; EGAL, 1992). Questi sedimenti sintettonici sono analoghi a quelli associati alle faglie transpressive della Sardegna orientale (Conglomerato di Cucuru 'e Flores) (fig. 249). Sedimenti del Burdigaliano superiore-Langhiano suturano sia la tettonica trascorrente in Sardegna, che i sovrascorrimenti alpini in Corsica (Francardo, St. Florent: ORSZAG-



Fig. 247 - Faglie inverse nella Formazione del Cixerri (post-Eocene medio-Oligocene) (per la scala dell'affioramento cfr. il martello al centro della foto cava di Flumentepido: Sulcis).

- Reverse fault in the Cixerri Formation (post-Middle Eocene-Oligocene)(see hammer in the centre of photograph for scale Flumentepido quarry: Sulcis).

SPERBER & PILOT, 1976; ROSSI & ROUIRE, 1980; JOLIVET *et alii*, 1990; DANIEL *et alii*, 1996). La tettonica trascorrente del Blocco sardo-corso è post-luteziana e pre-Burdigaliano superiore; l'età dei depositi nei bacini transtensivi della Sardegna conferma inoltre che questa era attiva durante l'Oligocene superiore-Aquitano. La tettonica trascorrente del Blocco sardo-corso è contemporanea alla messa in posto delle unità ofiolitiche sopra al margine continentale-



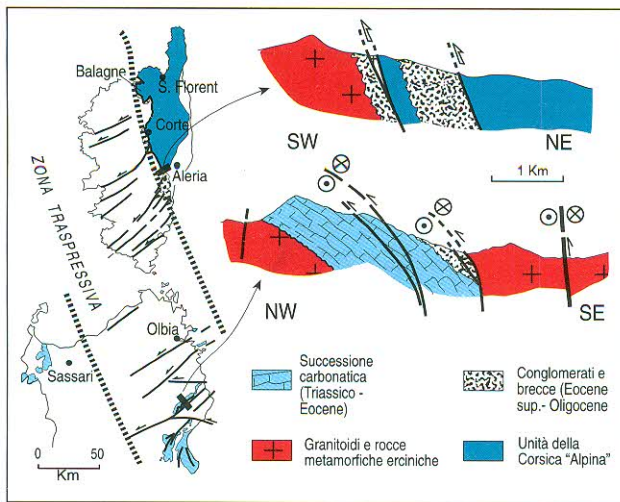


Fig. 249 - Schema strutturale e relative sezioni attraverso le faglie trasversive della Sardegna (M. Albo) e i sovrascorrimenti della Corsica "alpina" (Corte).

- Tectonic map and geological cross sections across transpressive faults in Sardinia (M. Albo) and in the Alpine Corsica (Corte).

le della Corsica nord-orientale. Alcuni autori (PRINCIPI & TREVES, 1984; CARMIGNANI & KLIGFIELD, 1990; CARMIGNANI *et alii*, 1994a; 1994c; 1995) considerano il massiccio sardo-corso come il retropaese della catena nord-appenninica (fig. 250). In questa ipotesi il sistema Corsica alpina-Appennino settentrionale ha costituito un cuneo di accrezione a doppia vergenza prodotto dalla subduzione di litosfera oceanica sotto la Corsica e la Sardegna a iniziare dal Cretacico medio-superiore. La convergenza tra la Placca apula ed il margine europeo portò alla collisione continentale in un intervallo di tempo compreso tra l'Eocene superiore e l'Aquitaniense. Ciò è testimoniato dalle età più antiche determinate per il metamorfismo del margine continentale apulo (27 Ma: KLIGFIELD, 1979) e dai notevoli apporti clastici provenienti dallo smantellamento del basamento cristallino nei flysch dell'Appennino settentrionale, che iniziano dall'Eocene superiore (Arenarie di Ranzano) e raggiungono

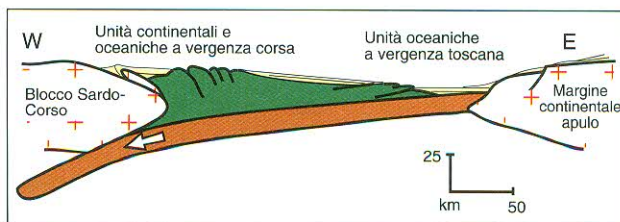


Fig. 250 - Schema del sistema corso-appenninico secondo PRINCIPI & TREVES (1984), modificato. Si notino le vergenze opposte ai due estremi del prisma d'accrezione del blocco Apulo e Corsica.

- Sketch showing the Corsica-Appennine system after PRINCIPI & TREVES (1984), modified. Note opposite vergence on the accretionary wedge of Apulia and Corsica block.

il massimo sviluppo nell'Oligocene (Formazione del Macigno).

Il tetto della Formazione del Macigno è considerato di età aquitaniana (MONTANARI & ROSSI, 1985) e anche la documentazione biostratigrafica relativa alla formazione più recente coinvolta nel metamorfismo del margine continentale apulo non supera l'Oligocene superiore ("Pseudomacigno": DALLAN-NARDI, 1977).

Il limite temporale superiore per la tettonica collisionale nell'Appennino settentrionale e nella Corsica è invece rappresentato dall'inizio dell'estensione post-collisionale attribuita al Burdigaliano (vedi capitolo 6.4. - Tettonica distensiva del Miocene medio). Tutti questi dati indicano nel loro complesso che la collisione nord-appenninica si è realizzata prima dell'apertura del Bacino balearico avvenuta nel Burdigaliano (MONTIGNY *et alii*, 1981; REHAULT *et alii*, 1984). A questo proposito è interessante notare come conglomerati di età compresa tra l'Eocene superiore e l'Aquitaniense, analoghi a quelli sintettonici della Sardegna (Conglomerato di Cuccuru 'e Flores, Formazione di Ussana e Formazione del Cixerri) e della Corsica, si ritrovano diffusi anche lungo il margine occidentale del Bacino balearico: sulla piattaforma di Minorca, lungo il margine provenzale (Golfo del Leone, Canyon di St. Tropez: MAUFFRET *et alii*, 1982; REHAULT *et alii*, 1984; GORINI *et alii*, 1993).

Secondo CARMIGNANI *et alii* (1994a; 1995) e PASCI (1997), contemporaneamente alla collisione continentale nel margine nord-orientale della Corsica, la Sardegna doveva essere caratterizzata ancora da subduzione oceanica nell'Oligocene-Aquitaniense (fig. 231). Questo scenario geodinamico è suffragato dalla:

(a) presenza di un importante vulcanismo calc-alcalino oligo-miocenico diffuso fino nella Sardegna meridionale, senza peraltro che vi siano in Sardegna tracce di collisione continentale (assenza di deformazioni importanti con scistosità penetrativa e metamorfismo terziari);

(b) diminuzione, da NW verso SE, dell'entità del raccorciamento realizzatosi durante la messa in posto delle falde della Corsica alpina (EGAL, 1992);

(c) estrusione tettonica verso E dei cunei cristallini limitati dalle faglie trascorrenti, che necessitano di un margine continentale non confinato (RATSCHBACHER *et alii*, 1991), ad esempio un margine continentale prossimo ad una zona di subduzione oceanica. Il modello di *escape tectonics* per la zona a S del Golfo di Orosei ben giustifica lo sviluppo nella Sardegna meridionale di più ampi e profondi bacini sedimentari oligo-aquitaniensi, paralleli alle faglie trascorrenti NW-SE. L'esempio maggiore è

rappresentato dal Campidano dove, come già in precedenza ricordato, sondaggi (pozzo Marcella eseguito dall'Agip nel Golfo di Cagliari, LECCA *et alii*, 1986) e indagini sismiche (LECCA *et alii*, 1986) hanno mostrato potenti spessori di depositi oligo-aquitani sottostanti le successioni del Miocene medio-superiore e del Plio-Quaternario.

6.4. - TETTONICA DISTENSIVA DEL MIOCENE MEDIO (BURDIGALIANO SUPERIORE-LANGHIANO)

Le strutture

Con il Burdigaliano superiore in tutta l'Isola si ha un radicale cambiamento del regime deformativo, che da trascorrente (con ampie zone soggette a transpressione e transtensione), diventa distensivo. Durante questo periodo sul margine occidentale dell'Isola si sviluppa un importante prisma sedimentario progradante verso W che, localmente, poggia sui depositi vulcano-sedimentari oligo-aquitani, ed è troncato superiormente dalla superficie di erosione messiniana (LECCA *et alii*, 1986). Le indagini sismiche mostrano che questo prisma sedimentario, per quanto molto articolato nel dettaglio, ha grande continuità su tutta la piattaforma occidentale dell'Isola. Sulla terraferma, depositi marini del Burdigaliano superiore-Langhiano si rinvenivano nel Logudoro e nel Sassarese proseguendo a mare nel Golfo dell'Asinara; mentre nella Sardegna meridionale essi affiorano in Marmilla, Trexenta e nel Campidano fino a mare nel Golfo di Cagliari. Questi depositi sono separati dal prisma sedimentario miocenico della piattaforma occidentale dell'Isola da alti strutturali di basamento: l'Iglesiente-Sulcis-Arburese; il Rialzo di Malu Entu (LECCA *et alii*, 1986), che culmina con l'Isola di Mal di Ventre, al largo del Golfo di Oristano, e la Nurra-Asinara. Questi alti strutturali sono altrettanti *horst* limitati a W dalla gradinata di faglie dirette del margine occidentale immergenti verso W, e ad E da faglie dirette immergenti verso i quadranti orientali. I depositi del Miocene medio ("2° ciclo miocenico") affioranti in Sardegna si sono sedimentati in *semigraben*, limitati a occidente da grandi faglie dirette immergenti verso E; mentre ad oriente questi depositi poggiano con rapporti di *onlap* sul basamento della Sardegna orientale e sulle sue coperture permo-mesozoiche (fig. 248b).

Nel Sassarese e nel Logudoro il *semigraben* che si sviluppa ad oriente della Nurra è complicato dal-

l'interferenza delle faglie NNW-SSE con le faglie trascorrenti oligo-aquitane orientate E-W e NE-SW riattivate come faglie dirette (FUNEDDA *et alii*, 2000). Nella Sardegna meridionale, un profilo sismico a riflessione eseguito nel 1992 dall'AGIP mostra che, almeno su una trasversale circa E-W pochi chilometri a N di Cagliari, il bacino burdigaliano-langhiano è bordato da una faglia diretta principale orientata NW-SE, praticamente coincidente con il bordo sud-occidentale del Campidano. Come già detto, sembra probabile che questa faglia rappresenti un lineamento tettonico persistente che ha giocato come faglia trascorrente destra durante la fase oligo-aquitana ed è stato riattivato come faglia diretta durante il Miocene medio e durante il Plio-Quaternario (fig. 248).

Nella Sardegna settentrionale, la distinzione tra le strutture trascorrenti oligo-aquitane ed i depositi associati ("1° ciclo") dalle strutture distensive ed i relativi sedimenti ("2° ciclo") è facilitata dal fatto che le faglie dei due eventi hanno direzioni subortogonali (fig. 198). Al contrario, nella Sardegna meridionale la fase oligo-aquitana ha prodotto principalmente trascorrenti destre orientate NW-SE e la distensione miocenica si è realizzata principalmente riattivando queste trascorrenti come faglie dirette. Questo determina una certa difficoltà nel separare le strutture ed i depositi dei due cicli. Dalla letteratura (CHERCHI & MONTAUDERT, 1984; CHERCHI & TRÉMOLIÈRES, 1984; CHERCHI, 1985c) emerge che il quadro stratigrafico-strutturale del Miocene della Trexenta e della Marmilla è complesso in quanto probabilmente derivato dall'interferenza di strutture oligo-aquitane e burdigaliano-langhiane.

Il quadro geodinamico

La tettonica distensiva che interessa la Sardegna a partire dal Burdigaliano superiore e che controlla la deposizione dei sedimenti miocenici del "2° ciclo" (Burdigaliano superiore-Langhiano) è parte di un contesto geodinamico distensivo che interessa tutto il Mediterraneo occidentale dal margine provenzale all'Appennino settentrionale.

Questa tettonica è contemporanea all'apertura del Bacino balearico e alla rotazione del massiccio sardo-corso. L'entità della rotazione è comunemente ritenuta di circa 30°-35° in senso antiorario (DE JONG *et alii*, 1969; BOBIER & COULON, 1970; ALVAREZ, 1972; 1973; 1973; COULON *et alii*, 1974; MANZONI, 1974; 1975; BELLON *et alii*, 1977; EDEL & LORTSHER, 1977; EDEL, 1979; MONTIGNY *et alii*,

1981; CHERCHI & MONTADERT, 1982; BURRUS, 1984; REHAULT *et alii*, 1984; VIGLIOTTI & LANGENHEIM, 1995).

Secondo MONTIGNY *et alii* (1981) la rotazione, iniziata a circa 20,5 Ma, si sarebbe conclusa a circa 19 Ma (Burdigaliano). Per REHAULT *et alii* (1984), in base sia all'età radiometrica delle vulcaniti con anomalie magnetiche e paleodeclinazione NW, la fine della deriva e della rotazione sarebbe avvenuta nel Burdigaliano medio, mentre lavori più recenti (VIGLIOTTI & LANGENHEIM, 1995) portano la fine della rotazione al Langhiano superiore.

A partire dal Burdigaliano, si assiste ad una generale trasgressione in tutta l'area balearico-provenzale, sul margine occidentale sardo-corso e nei *semigraben* della Sardegna, con deposizione di importanti spessori di sedimenti. Anche nel margine provenzale è noto un complesso vulcanico calco-alcalino oligo-miocenico analogo a quello della Sardegna.

Nel Tirreno settentrionale i depositi più antichi di questo ciclo sedimentario sono del Burdigaliano ed affiorano nell'Isola di Pianosa (DALLAN, 1964; COLANTONI & BORSETTI, 1967; DALLAN, 1967). Le sezioni sismiche a riflessione, effettuate nel Tirreno proprio a sud dell'Isola di Pianosa, mostrano che questi sedimenti sono discordanti su di un substrato pre-neogenico (BARTOLE, 1990; BARTOLE *et alii*, 1991). I sedimenti affioranti nell'Isola di Pianosa appartengono ad una successione sedimentaria che aumenta di spessore verso W, fino a raggiungere valori di 3.000-4.000 m nel Bacino corso, che nel suo insieme ha la struttura di un *semigraben* con la faglia principale sul margine occidentale (GABIN, 1972; ZITELLINI *et alii*, 1986). I depositi langhiani di Aleria (Corsica orientale, ORSZAG-SPERBER & PILOT, 1976) suggeriscono che depositi di questa età siano presenti anche all'interno del Bacino corso (GABIN, 1972; ZITELLINI *et alii*, 1986). Questo clima distensivo è testimoniato anche dal magmatismo di carattere alcalino rappresentato dalle lamproiti di Sisco datate a 15,2 Ma (Langhiano) (CIVETTA *et alii*, 1978).

L'effetto più vistoso della distensione del Miocene medio è rappresentato dall'apertura del Bacino balearico e del Mar Tirreno settentrionale, ma anche nel sistema collisionale Corsica-Appennino settentrionale sono registrati importanti effetti della distensione. Nella Corsica nord-orientale il regime distensivo post-collisionale determina deformazioni duttili che portano all'esumazione delle metamorfite in facies degli scisti verdi del *metamorphic core complex* del Tenda (JOLIVET *et alii*, 1990; 1991). Su queste metamorfite giacciono discordanti e trasgressivi i calcari di St. Florent del

Burdigaliano-Langhiano (ORSZAG-SPERBER & PILOT, 1976). Altri sedimenti del Burdigaliano poggiano sui complessi ofiolitici della Corsica alpina esumati a N di Corte (Francardo).

Nell'Appennino settentrionale l'inizio della tettonica estensionale post-collisionale era generalmente posta nel Tortonian superiore sulla base dell'età dei più vecchi depositi che riempiono i *graben* del Miocene superiore-Pliocene della Toscana meridionale (fig. 251) (vedi anche la Carta Geologica e Strutturale della Sardegna e della Corsica allegata).

Recenti lavori mostrano però che l'inizio dell'estensione è molto più antica (BERTINI *et alii*, 1991). Infatti la cosiddetta "Serie ridotta" (TREVISAN, 1955; GIANNINI *et alii*, 1971; LAVECCHIA *et alii*, 1984; BERTINI *et alii*, 1991; DECANDIA *et alii*, 1993) della Toscana meridionale, in cui le unità più alte della pila di falde (Liguridi) frequentemente poggiano su quelle più profonde e metamorfiche, sono attualmente interpretate come un effetto di grandi faglie dirette a basso angolo che spesso riattivano i precedenti *thrust* (LAVECCHIA *et alii*, 1984; LAVECCHIA, 1988; KELLER & PIALI, 1990; BERTINI *et alii*, 1991).

Le faglie ad alto angolo che bordano i *graben* del Miocene superiore-Pliocene tagliano sistematicamente le precedenti strutture. L'estensione prodotta dalle faglie ad alto angolo è circa il 10% (BERTINI *et alii*, 1991), mentre l'entità dell'estensione necessaria per produrre la "Serie ridotta" della Toscana meridionale è più del 120% (CARMIGNANI *et alii*, 1995).

Lo stesso evento distensivo ha determinato, nella Toscana settentrionale, lo sviluppo del *metamorphic core complex* delle Alpi Apuane. Età radiometriche comprese tra 11-14 Ma ed ottenute dalle muscoviti del complesso metamorfico apuano (GIGLIA & RADICATI DI BROZOLO, 1970; KLIGFIELD *et alii*, 1986) sono state interpretate come stadi di esumazione delle metamorfite (CARMIGNANI & KLIGFIELD, 1990). Sulle strutture della "Serie ridotta" si depositano nella Toscana meridionale sedimenti marini discordanti sulle unità Liguri. I primi depositi sono riferibili al Langhiano (Arenarie di Manciano e Capalbio: GIANNINI, 1957; FONTANA, 1980).

I dati esposti indicano che il cambiamento del campo di stress da compressivo a distensivo durante il Burdigaliano sarebbe simultaneo su tutta la trasversale che adesso comprende Provenza, Bacino balearico, Blocco sardo-corso, Tirreno settentrionale, Toscana (fig. 169, fig. 231 e fig. 252). Questa distensione, probabilmente dovuta ad una riorganizzazione della cinematica delle placche fuori

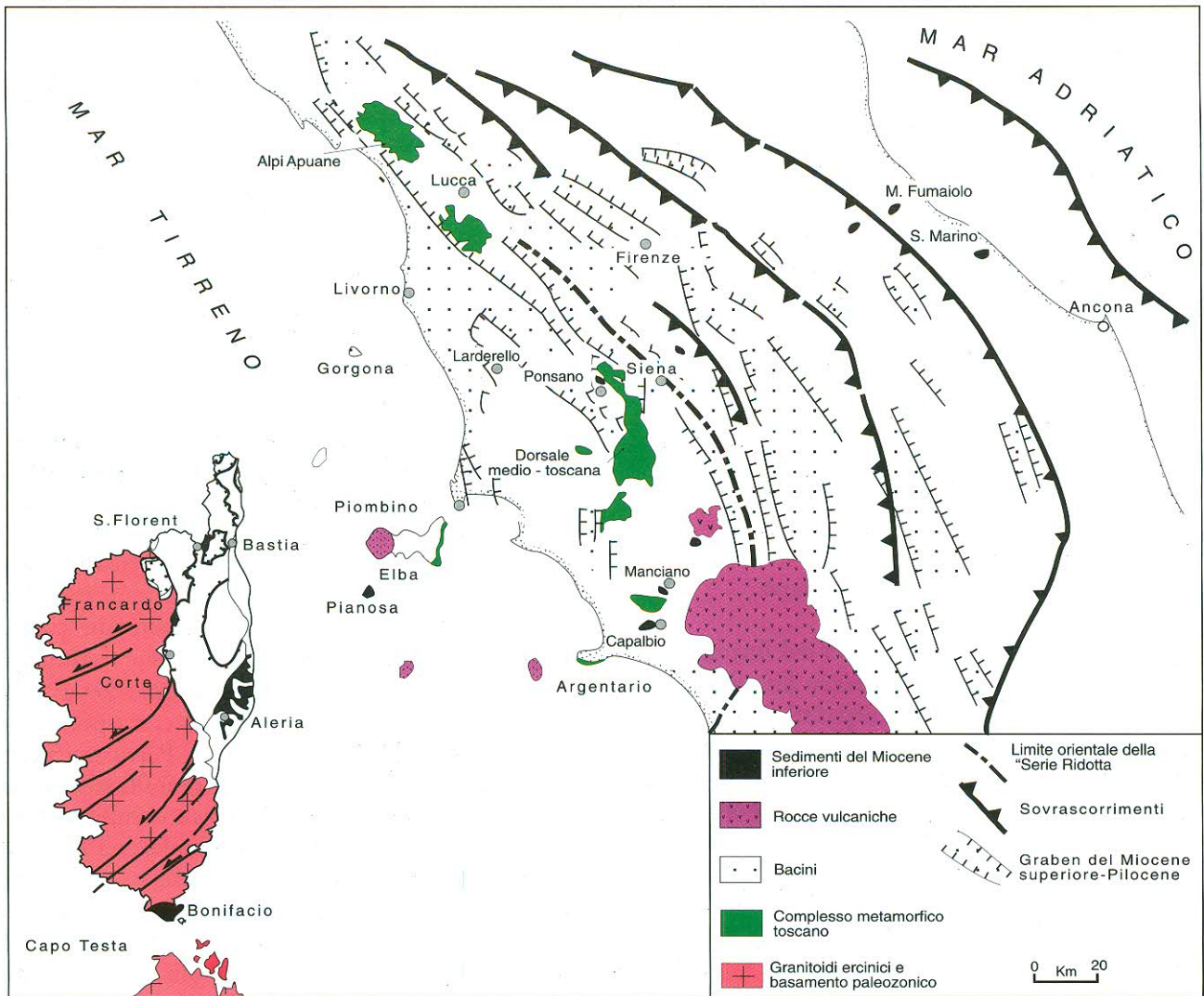


Fig. 251 - Schema strutturale della Corsica e della Toscana, (da CARMIGNANI *et alii*, 1995, modificato).
- Structural sketch map of Corsica and Toscana (after CARMIGNANI *et alii*, 1995, modified).

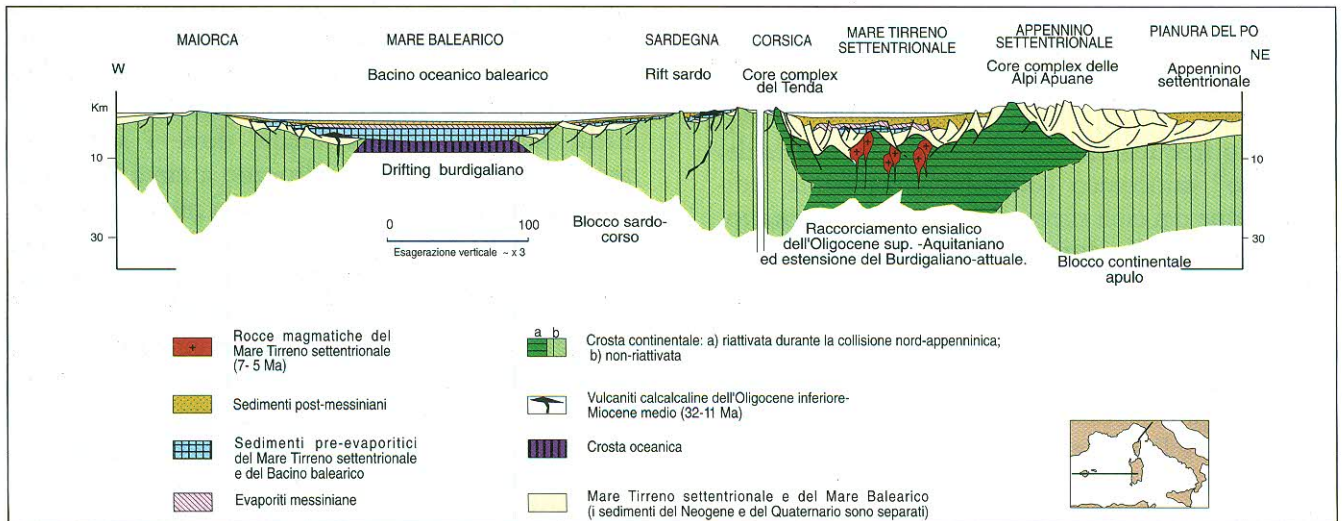


Fig. 252 - Sezione schematica sinottica attraverso il Bacino balearico, il Blocco sardo-corsico, il Tirreno e l'Appennino settentrionale (da CARMIGNANI *et alii*, 1995).
- Schematic cross section across the Balearic basin, the Corsica-Sardinia block, the Tyrrhenian sea and the northern Apennines (after CARMIGNANI *et alii*, 1995).

dal sistema in esame, determina differenti fenomeni a seconda delle caratteristiche della crosta, ereditate dalle precedenti fasi di convergenza e collisione. Nelle zone con crosta ispessita dalla collisione continentale (Corsica alpina, Toscana) l'assottigliamento crostale determina l'esumazione di *metamorphic core complex* della crosta media, caratterizzati da deformazione distensiva duttile sin-metamorfica e da zone di taglio normali. Nelle zone con crosta non ispessita (Sardegna e Corsica sud-occidentale) l'estensione determina lo sviluppo di *semigraben*.

6.5. – LA TETTONICA DAL MIOCENE MEDIO (SERRAVALLIANO) AL QUATERNARIO

Le strutture del Miocene medio-Messiniano

La successione miocenica che va dal Burdigalino superiore al Messiniano è divisa in due cicli ("2° ciclo" e "3° ciclo miocenico") separati da una fase di emersione con erosione di età serravalliana. Lo *hiatus* sedimentario è breve e probabilmente maggiore nella Sardegna settentrionale, dove è marcato anche da una discordanza angolare (M. Santo, Logudoro, Scala di Giocca, Sassari: POMESANO CHERCHI, 1971a; OGGIANO, 1987; MARTINI *et alii*, 1992). Nel Sassarese sono documentate faglie dirette orientate E-W (ad es.: Faglia di Ittiri) e NNW-SSE riattivate nel Serravalliano-Tortoniano (FUNEDDA *et alii*, 2000). E' probabile che anche nella Sardegna meridionale le stesse faglie che hanno portato all'individuazione dei *semigraben* del "2° ciclo" siano state riattivate poi nel Serravalliano. Del resto i profili sismici, sia nella Sardegna meridionale (LECCA *et alii*, 1986) che in quella settentrionale (THOMAS & GENNESSEAU, 1986), mostrano frequentemente che faglie di crescita del "2° ciclo" miocenico controllano anche la sedimentazione dei cicli successivi fino al Quaternario. L'attività tettonica durante il "3° ciclo" miocenico è testimoniata sia nel S che nel N dell'Isola da vistosi *slumping* (fig. 212), locali emersioni, frequenti faglie minori sin-sedimentarie, brecce e discordanze intraformazionali (fig. 253).

La maggiore struttura che si è sviluppata in questo periodo è l'attuale margine orientale dell'Isola, che si è impostato a partire dal Tortoniano superiore (KASTENS *et alii*, 1988; SARTORI, 1989; MASCLE & REHAULT, 1990; FABRETTI *et alii*, 1995) e la cui evoluzione è proseguita fino al Quaternario (fig. 225).

Le strutture del Plio-Quaternario

Ai depositi regressivi messiniani segue in discordanza il Pliocene inferiore marino che affiora molto sporadicamente in Sardegna. Il Plio-Quaternario è caratterizzato da un vulcanismo da alcalino a transizionale e da potenti depositi conglomeratici che testimoniano una significativa attività tettonica anche in questo periodo.

Indagini sismiche nel Campidano mostrano che l'attività della faglia che limita a NE l'*horst* dell'Iglesiente-Sulcis e che ha controllato la sedimentazione miocenica, continua anche nel Plio-Quaternario, sviluppando in questo periodo di tempo un rigetto di circa 600 m (PECORINI & POMESANO CHERCHI, 1969; POMESANO CHERCHI, 1971b). L'attività di questa faglia sarebbe continuata fino al Pleistocene, Mindel compreso e Tirreniano escluso. Il riempimento del *semigraben* plio-quaternario del Campidano è costituito da sedimenti clastici grossolani (Formazione di Samassi) che testimoniano un energico ringiovanimento del rilievo. Allo sprofondamento del Campidano corrisponde un sollevamento delle aree limitrofe. Particolarmente evidente è il sollevamento durante il Pliocene-Quaternario del basamento paleozoico compreso tra il Campidano ed il margine orientale dell'Isola. In quest'area il corso a meandri incassati del Fiume Flumendosa sembra essersi approfondito di circa 400 m a partire dall'altopiano su cui poggia il *plateau* basaltico pliocenico di Orroli, testimoniando un vistoso ringiovanimento del rilievo.

Una significativa attività tettonica plio-quaternaria è stata individuata anche nel Golfo di Palmas (Sulcis), dove un sondaggio ha messo in evidenza circa 260 m di depositi continentali plio-quaternari (CRISTINI *et alii*, 1982). Il ringiovanimento plio-quaternario del rilievo è ben documentato anche nella Sardegna settentrionale, dove i sedimenti messiniani di M. Santo affiorano a circa 700 m di quota e dove i basalti pleistocenici mostrano vistose inversioni del rilievo, con colate che talvolta affiorano qualche centinaio di metri più in alto degli attuali fondivalle (MARINI & MURRU, 1983). Le faglie che controllano il sollevamento di gran parte dell'Isola, quando non sembrano riattivare strutture precedenti, hanno generalmente un'orientazione meridiana parallela a quella del margine occidentale e orientale. Faglie con questo andamento sono evidenti nel Salto di Quirra, dove rigettano sensibilmente le coperture tabulari terziarie, nel Sulcis e nel Logudoro dove rigettano i calcari del Tortoniano-Messiniano.



Fig. 253 - Discordanza intraformazionale nella formazione delle Arenarie di Pirri (presso Fangario: Cagliari).
- Angular unconformity in the "Arenarie di Pirri" formation (near Fangario: Cagliari).

Il quadro geodinamico

L'evento geodinamico più importante che nel Miocene superiore ha interessato la Sardegna è l'impostazione dell'attuale margine orientale dell'Isola. Questo margine infatti si forma a partire dal Tortoniano superiore (KASTENS *et alii*, 1988; SARTORI, 1989; MASCLE & REHAULT, 1990) ed ha continuato la sua strutturazione fino al Quaternario. Gli eventi geodinamici principali a cui riteniamo di riferire la tettonica distensiva del Miocene superiore-Quaternario ed il magmatismo intraplacca associato, sono la migrazione dell'Appennino settentrionale sull'avanfossa del margine adriatico e soprattutto l'apertura del Tirreno meridionale e la conseguente migrazione dell'Arco calabro. Questi eventi sono ben documentati anche in tutto il Tirreno settentrionale, dove si ha una ripresa della tettonica distensiva.

In Toscana, dopo la distensione post-collisionale che portò allo sviluppo delle "Serie ridotte" della

Toscana meridionale e del *core complex* delle Alpi Apuane, si manifesta un secondo evento distensivo tra il Tortoniano superiore ed il Quaternario, originando una serie di *horst* e *graben* diretti NNW-SSE e limitati da faglie ad alto angolo che determinano un'estensione molto minore (6-7%: BERTINI *et alii*, 1991; CARMIGNANI *et alii*, 1995) rispetto alla precedente fase estensionale. Il magmatismo associato a questa fase è costituito da magmatiti con età comprese tra 7,3 e 2,2 Ma, progressivamente decrescenti da W verso E. Queste magmatiti sono derivate principalmente da fusione parziale di crosta continentale (INNOCENTI *et alii*, 1992, e bibliografia). Nel Bacino di Corsica, i depositi del Burdigaliano affioranti a Pianosa sono sormontati da una potente successione miocenica superiore; inoltre, poiché anche nella Corsica orientale (Piana di Aleria) è presente una successione tortoniano-messiniana discordante sui depositi del Miocene medio, è giustificato ritenere che questo ciclo possa essere presente anche nel Bacino di Corsica.