UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI BOLOGNA

FACOLTÀ DI SCIENZE MATEMATICHE, FISICHE E NATURALI

Corso di Laurea in Scienze Geologiche
Istituto di Geologia e Paleontologia
(Direttore : Prof. M. PELLEGRINI)

Rilevamento geomorfologico della parte orientale della Giara di Gesturi (CA)

TESI DI LAUREA

Presentata da:

Cesare Brizio

Relatore Chiar.mo

Prof. Claudio Cantelli
Prof Gian Battista Vai

Anno Accademico 1982- 83

Versione 2.0 del 25 Ottobre 2018
OCR dall'originale dattiloscritto ed editing svolti il 26 Giugno 2018 da Cesare Brizio

DISCLAIMER

Sebbene quattro riletture abbiano consentito di migliorare la qualità del riconoscimento automatico OCR, svolto tramite software Abbyy FineReader 6.0 Sprint, la qualità del dattiloscritto originale ha causato diversi problemi, alcuni dei quali potrebbero causare la presenza di imperfezioni.
Citiamo:

- *mancato riconoscimento degli accenti*
- *confusioni tra vocali, specie le vocali finali di parola*
- *presenza nell'originale (dattiloscritto a mano) di frequentissimi segni di ritorno a capo, effetto della giustificazione del testo sui margini.*

Tra gli errori più frequenti, congiunzione "e" al posto della voce verbale "è", presenza di trattini internamente alle parole, e confusioni tra i maiuscola, elle minuscola e numero 1.

I N D I C E

Premessa all'edizione 2018 5
RIASSUNTO 9
PREMESSA 10
I. GENERALITÀ 12
1A. Ubicazione 12
1B. Data di esecuzione del lavoro 12
1C. Finalità 13
1D. Studi precedenti sulla zona 13
1E. Impostazione e metodologia 16
2. INQUADRAMENTO GEOLOGICO 19
2A. Litologie e formazioni 19
2B. Motivi di interesse geologico e problematiche emerse 21
3. DESCRIZIONE DELLE FORMAZIONI 23
3A. Inquadramento regionale della successione 23
3B. Descrizione delle formazioni così come cartografate 25
3B1. Gli "scisti verdi" 25
3B2. II granito 27
3B3. La successione triassica 29
3B4. II complesso vulcanico oligomiocenico 33
3B5. II complesso dei "sabbioni" 38
3B6. II Miocene marino 44
3B7A. II basalto della Giara 56
3B7B. Descrizione della carta paleoaltimetrica induttiva del substrato della Giara. 63
3B7C. Descrizione della carta delle colate laviche del complesso basaltico della Giara. 66
4. DESCRIZIONE DEGLI ELABORATI GRAFICI ALLEGATI SINORA NON COMMENTATI 70
5. GEOMORFOLOGIA 73
5A. Generalità 73
5B. Comportamento delle singole formazioni: il granito 74
5C. II complesso calcareo triassico 75
5D. Le vulcaniti trachitiche s.l. 75
5E. II complesso "postvulcanico" del sabbioni 76
5F. II Miocene trasgressivo e marino 76
5G. II basalto della Giara 77
5H. Carta clivometrica 78

5I. Carta schematica di idrografia e detrito 78
5L. Allineamenti 79
5M. Idrografia superficiale 80
5N. Problemi di stabilità del versanti 84
5O. Peculiarità della degradazione dei litotipi e strutture tipiche 88
5P. Cenni alla evoluzione geomorfologica della zona 88
6. TETTONICA 92
6A. Generalità 92
6B. Nuovi dati strutturali 95
6C. Descrizione della Carta degli Allineamenti 99
7. STORIA GEOLOGICA DELLA ZONA 103
8. CONCLUSIONI 112
9. BIBLIOGRAFIA 114
TAVOLE FOTOGRAFICHE 118

Premessa all'edizione 2018 – Versione 2.0 del 25 Ottobre 2018

Da quando trentacinque anni fa, il 13 Luglio 1983, ho discusso questa tesi, alla grossa ogni cinque o sei anni mi capita di riprenderla in mano, e rileggerla ogni volta sorprendendomi della sicumera con cui affronto, direi anzi "aggredisco", gli argomenti. Ho scelto irresponsabilmente l'indirizzo dei miei studi universitari, senza pormi il problema di uno sbocco lavorativo. Nei primi anni Ottanta, i geologi che non volevano riconfigurarsi come supplenti di scienze alle Scuole Medie finivano nel settore petrolifero, che non mi interessava, o nell'ambito Università e Ricerca, introdursi nel quale significava ritardare di quattro-cinque anni l'autonomia economica, che invece a me premeva molto ottenere. Di conseguenza, il giorno della laurea avevo già deciso che, dopo il servizio militare che avevo stupidamente posticipato, avrei cercato un qualche impiego in un settore diverso da quello dei miei studi (difatti, mi buttai sull'informatica collaborando con mio padre).

Per quanto in qualche modo abbia dato seguito per una quindicina d'anni a interessi paleontologici, come membro della Society of Vertebrate Paleontology e partecipando anche a qualche spedizione dinosaurologica, già dopo dieci anni dalla discussione della tesi mi ero scordato quasi tutto ciò che avevo studiato, a partire dalla petrografia.

Alla luce della competenza perduta, ancor più inspiegabile mi pare la certezza al limite dell'arroganza con cui traggo una serie di conclusioni, talora criticando spietatamente il lavoro di illustri studiosi del passato. Certamente ho esagerato, e ricordo ancora che in sede di discussione mi furono mosse due contestazioni:

- *ho parlato di fratture protoclastiche nel granito: no, fossero davvero state fratture protoclastiche, sarebbero state riempite di graniti, se ben ricordo, di diversa tessitura, frutto di una seconda fase intrusiva. Ciò che vedevo erano semplici fessure di origine tettonica o di raffreddamento, formatesi a plutone già consolidato;*
- *parlando del neck di Cuccuru de Carongiu, ho fatto un ragionamento assolutamente discutibile, sostenendo che minerali a cristallizzazione precoce avrebbero caratterizzato le effusioni iniziali, e che i minerali di tardiva cristallizzazione avrebbero marcato le fasi finali del ciclo effusivo. Mi fu giustamente contestato che le specie mineralogiche di cristallizzazione precoce precipitano sul fondo della camera magmatica, e non sono effuse precocemente.*

A dispetto di questa ed altre manchevolezze, cui reagii con la solita tracotanza ("Le mie nozioni di petrografia sono quelle che ho ricevuto nei corsi che ho frequentato, non sono ancora un professionista!"), iniziai la discussione partendo da un 27 di media ponderata, e uscii dalla sala con un 110 e lode. Non so ancora se a impressionare fu la mia risolutezza o il lavoro in sé.

Nel Maggio 2018, in occasione di una delle mie tante visite in Sardegna, ho conosciuto via e-mail il Dr. Luigi Sanciu, insigne geologo Sardo molto attivo nel settore della divulgazione, e grande conoscitore della Giara di Gesturi (oltreché del resto della Sardegna). Mi è così venuta voglia di immortalare la mia vecchia tesi per potergliela girare in formato digitale, ed eccoci qui.

Ho proceduto a una scansione OCR completa delle 148 pagine della tesi, e alla digitalizzazione delle 17 stampe fotografiche (restaurate solo correggendo il viraggio al rosso). La correzione del testo è stata faticosa (gli algoritmi OCR non interpretano bene i caratteri dattiloscritti), e ho colto l'occasione per eliminare alcuni errori di stampa e aggiungere qualche virgola qua e là, senza alterare il testo originale. Ho comunque sostituito il termine "paragrafo", che utilizzavo erroneamente al posto di "capitolo", e corretto un paio di frasi troppo involute, mantenendone il senso originale.

Le colonnine stratigrafiche e le sezioni geologiche sono state scansionate speditivamente su scanner A4 e ricomposte con qualche minima lacuna, cercando di correggere il contrasto in modo da preservare il contenuto grafico.

Le altre cinque carte, a partire da quella geologica, sono state fotografate senza alcuna preparazione, semplicemente stendendole sul pavimento. Si tratta di eliocopie datate ricavate da lucidi di grande dimensione, che possiedo ancora. Esse sono state conservate ripiegate per 35 anni, e risultano annerite in corrispondenza delle pieghe e refrattarie a qualsiasi stiratura. Ho ridotto di dimensione le immagini per migliorarne la definizione, e sulla carta geologica ho ricalcato con linee ben visibili la traccia delle sezioni geologiche e marcato con bollini molto evidenti la posizione degli affioramenti oggetto di colonnine stratigrafiche e frequenti richiami nel testo.

Dubito che, a questa distanza di tempo, il mio lavoro abbia qualche utilità scientifica. Per certo, la mia esplorazione dei luoghi (che ogni tanto visito quando sono in Sardegna) fu molto accurata, ed è possibile che qualche piccolo dettaglio sia, per così dire, inedito a tutt'oggi. Buona lettura!

Cesare Brizio, 26 Giugno 2018

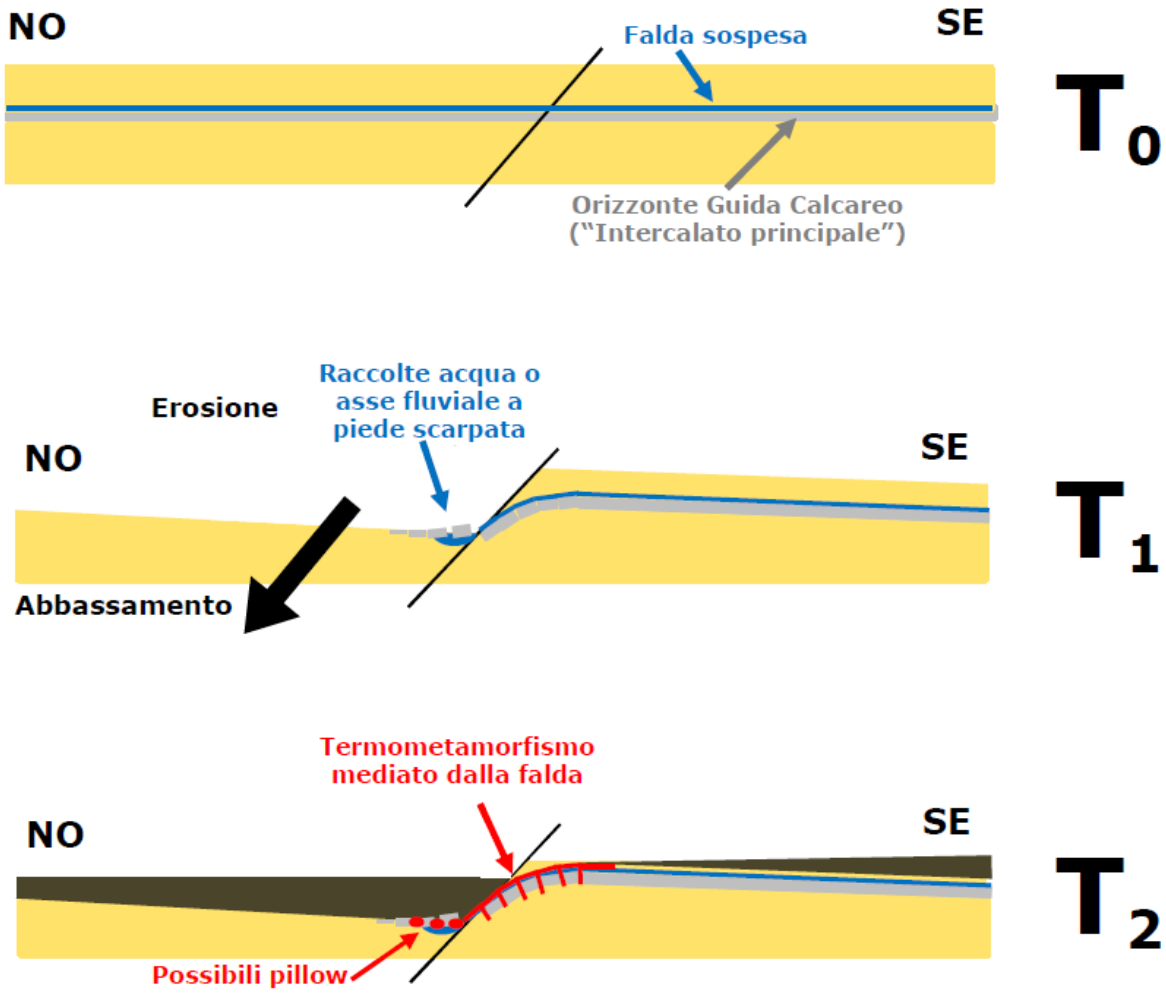
Nel corso dell'incontro del 24 Ottobre 2018 con Luigi Sanciu, diretto a illustrargli due punti di interesse della Giara che non aveva avuto ancora l'occasione di visitare approfonditamente (Assolo: Scala Cabirada / Funtana Garusa, in corrispondenza del massimo spessore del basalto; Scala Ecca, ora "Scala Gecca", sopra Genuri: assenza di Basalto, marne silicizzate [cornubianiti]) abbiamo svolto questi due sopralluoghi pianificati. Nel corso della visita alle marne silicizzate, descritte a pagina 55 di questo documento, ho erroneamente ricordato di non aver (a suo tempo) correttamente riconosciuto gli orizzonti calcarei organogeni coinvolti nel termometamorfismo. Mi ricordavo di aver parlato di basalti in mezzo alle marne, non calcareniti in mezzo alle marne. Però la tesi riportava dati corretti!! Ancor prima di riverificare la tesi, ho preparato l'illustrazione ora inserita nella pagina seguente, che chiarisce un po' meglio il contesto dei fenomeni di termometamorfismo mediato dalla falda. Diciamo che tale illustrazione conferma e illustra meglio quanto già esposto nel testo della tesi, a pagina 55.

Inoltre, considerando che in zona Assolo (Scala Cabirada – vicino alla zona di Funtana Garusa) sono riuscito a far osservare a Luigi, alla base della colata inferiore del fronte basaltico, un paio di potenziali pillow o pseudo-pillow, non consistenti in una semplice sfaldatura cipollare (osservabile in orizzonti lavici sovrastanti), ma chiaramente circondati da una "buccia" terrosa, possibile effetto di devetrificazione, l'illustrazione alla pagina seguente mostra anche un potenziale accumulo d'acqua alla base dello "scalino". Esso può consistere in:

- *un corso d'acqua, già ipotizzato più a nord sullo stesso asse, e corresponsabile dell'erosione della porzione occidentale, ribassata, del complesso pre-basaltico,*
- *una raccolta più o meno permanente alla base della scarpata, alimentata dalle sorgenti riconducibili alla falda sospesa sopra l'orizzonte calcareo "intercalato primario".*

Quale che ne sia la natura, è certamente immaginabile che le strutture "stile pillow" possano essere state occasionate dal contatto con raccolte d'acqua, considerato che l'asse fluviale è testimoniato da altri elementi citati nel testo della tesi e che – anche negando questa ipotesi – il termometamorfismo osservato al vertice della scarpata testimonia indirettamente la presenza di falde abbastanza ricche da alimentare fenomeni di accumulo alla sua base.

Cesare Brizio, 25 Ottobre 2018



SITUAZIONE ALL'ARRIVO DEL BASALTO

RIASSUNTO

Nei pressi dell'altopiano basaltico della Giara di Gesturi (provincia di Cagliari per la sua parte orientale) affiorano sedimenti oligomiocenici (che vengono in questo lavoro riferiti alle Formazioni di Ussana, della Marmilla, delle Marne di Gesturi) di ambito dal continentale e paralico al marino pelagico. Di questo complesso vengono delineati i caratteri genetico-ambientali, ed il modo in cui essi, con le sottostanti vulcaniti cineritico-ignimbritiche, si inseriscono nel contesto strutturale del Terziario sardo. Puntualizzazioni su svariati problemi geologici e geomorfologici emersi nel corso delle ricerche accompagnano l'esposizione del lavoro svolto. Ricostruzioni induttive a livello strutturale e paleogeografico, e svariati allegati cartografici, completano il lavoro.

PREMESSA

Inizio l'esposizione del mio lavoro nella certezza di essere stato all'altezza del compito scelto ed affidatomi, ciò nell'ovvio ambito del limiti oggettivi del mio incarico, della sua natura, dei mezzi e del tempo a mia disposizione. Qualora al lettore tale certezza non appaia, in taluni punti, del tutto evidente, chiarisco che non ho confuso la fiducia nelle capacita conseguite in grazia della guida dei miei Docenti, né con la presunzione né, peggio, con un dogmatismo acritico.

Sono proprio stati coloro che mi hanno insegnato a portare gli "occhiali del geologo" ad educarmi ad un'accezione critica del metodo induttivo, e ad istruirmi a non dare mai nulla per scontato, in prima istanza nelle questioni geologiche.

Ho lavorato dunque "*mente et malleo*", senza volere insistere nella ricerca di conferme a idee aprioristiche, ma ricercando per prima cosa sul terreno le ipotesi di lavoro più adeguate. Eccomi dunque a proporre una tesi, definizione che si contraddice da sola: chi mi legge mi insegna che non c'è "tesi" che non sia un insieme di ipotesi ragionevoli collegate in modo scientificamente rigoroso. Con un certo dispiacere mi appresto a deludere ognuno degli specialisti che mi leggeranno, e ciò per il carattere generale del mio lavoro, che mi vede per prima cosa localizzare e proporre i problemi, per poi risolvere, in modo sintetico, solo quelli padroneggiabili dalla mia preparazione, che è una base di conoscenze senza un definito indirizzo. Ma tale, io ritengo, è il fine della tesi, cioè mostrare la qualità di questa preparazione di base e le potenzialità di espansione da essa offerte. Non intendo quindi trincerarmi dietro la mia oggettiva inesperienza, spero anzi in un giudizio privo di preconcetti, lo stesso che Vi dareste, miei chiarissimi lettori, se questo lavoro fosse la relazione di un Vostro rilevamento: solo un tale giudizio infatti può darmi la misura delle mie possibilità oggettive.

Ringrazio sin d'ora tutti quelli che mi hanno portato fino a questo punto, e sono molti:

In primis i chiarissimi Professori Claudio Cantelli e Sara D'Onofrio (di cui sono debitore tanto sul piano scientifico quanto su quello umano), nonché Eraldo Amadesi, la preparazione fornitami dal quale ha permesso la risoluzione di numerosi punti oscuri. Tra gli altri, ringrazio particolarmente i Professori

Gianfranco Simboli, Maurizio Pellegrini, Paola Serra Lugaresi, Giorgio Cremonini e Franco Ricci Lucchi, per non citare che quelli dei quali meglio ho potuto apprezzare le qualità umane oltreché professionali.

Gli ultimi, solo graficamente, ringraziamenti alla Dottoressa Gabriella Puddu, archeologa che mi e stata di validissimo supporto per taluni problemi logistici sul luogo, e che ha allietato con la sua amicizia il mio soggiorno in Sardegna, ed al mio magnifico compare Marco Roveri, col cui lavoro il mio si e assai fittamente intrecciato: e, non ostante la differente impostazione mentale, i risultati della nostra collaborazione non sono certo mancati. Ora, andiamo ad incominciare.

I. GENERALITÀ

1A. Ubicazione

La zona oggetto del presente studio è localizzata nella parte occidentale del settore centromeridionale della Sardegna, al margine settentrionale della regione denominata Marmilla, ai confini con le zone dell'Arborea e del Sarcidano a Nord e con la Trexenta e le pianure del Campidano s.s. a Sud. Le province coinvolte sono quella di Cagliari per la parte meridionale dell'area in esame, e Nuoro per il settore a Nord.

In relazione alla cartografia IGM alla scale 1:25000, base consueta di lavoro in assenza (è questo il nostro caso) di cartografia tecnica regionale, l'area studiata è compresa nelle tavolette I e III, quadrante S.O. del foglio 218, e per alcuni piccoli settori ad occidente, nelle tavolette II e IV quadrante S.E. del foglio 217.

Intrattenersi sulle interessanti e molteplici peculiarità umane ed ecologiche della zona, ancorché interessante, richiederebbe numerosi trattati delle dimensioni di questa relazione geologica: ritengo dunque di esaurire l'argomento con questa semplice dichiarazione, che mi esimerà, nel prosieguo, dall'arricchire di non indispensabili note di colore locale questa relazione geologica.

1B. Data di esecuzione del lavoro

Per quanto pertiene al rilevamento geologico, esso si è svolto in due distinte "campagne": la prima per tutta la durata dell'agosto 1981, la seconda tra il settembre e l'ottobre 1982.

L'arco del mio internato nell'Istituto a cui faccio capo coincide con il periodo di tempo dedicate alle operazioni "a tavolino" e alle elaborazioni teoriche (fatto salvo, ovviamente, il tempo dedicato alle tesine): esso, approssimativamente, copre tutto il 1981 e il 1982, nonché i primi sei mesi del 1983. Non intendo comunque spacciare questa Tesi come il frutto di un continuo lavorio di due anni e mezzo: è infatti probabilmente inferiore all'anno di lavoro l'impegno strettamente devoluto al suo svolgimento. Ritengo inutile dettagliare maggiormente date ed orari: se la qualità del mio lavoro fosse

giudicata insufficiente, non basterebbero a riscattarlo né una ancor più lunga durata delle mie fatiche, né la più documentata professione di impegno nel suo svolgimento.

1C. Finalità

Finalità del lavoro di cui riferisco, e in primo luogo il rilevamento geologico della zona già descritta, da compiersi nel senso più ampio possibile, comprendendo cioè al suo interno la più approfondita analisi possibile dei fattori geologici, sedimentologici, tettonici in esame, ciò compatibilmente con il tempo a disposizione e con il fine primo del lavoro, ovvero quello di mostrare la mia attitudine a commentare con un certo grado di attendibilità la situazione geologica di un qualsiasi punto della superficie terrestre, in altre parole il grado di utilizzo delle cognizioni ricevute che sono in grado di fornire.

A tale proposito svolgo l'ovvia constatazione che con un tempo infinito a mia disposizione il mio lavoro sarebbe perfetto, e che quello che propongo vuole semplicemente essere il migliore dei compromessi possibili tra tempo, qualità e quantità di lavoro.

Altro *leitmotiv* dello studio dell'area in esame era la ricerca di peculiarità geomorfologiche, le stesse che avevano in prima istanza condotto il Chiarissimo Prof. C. Cantelli ad assegnare a me ed al collega M. Roveri una tesi sulla "Zona delle Giare", espandimenti basaltici su cui avrò occasione di intrattenermi da molteplici punti di vista.

Ma la finalità che più di altre ho sentito alla base del mio lavoro e stata quella di migliorare la cartografia "ufficiale" (alquanto scadente) della zona, alla ricerca di un migliore inquadramento generale delle litofacies presenti, e ancor prima quella di capire i perché e i per come della situazione cosi come mi si proponeva. Credo (Dio mi salvi!) di esserci in buona parte riuscito, aiutato in ciò dalla tettonica "benevola" e dalla morfologia piuttosto praticabile dell'area studiata.

1D. Studi precedenti sulla zona

A tale proposito non deve trarre in inganno la polposa bibliografia che chiude questo lavoro: sarà facile notare come invece sia praticamente nulla la documentazione relativa a studi in ispecifico sull'area in esame ed in particolare

sui rapporti intercorrenti tra il Mesozoico ed il Terziario nella particolare zona esaminata. Gli Autori, quando si sono occupati di essa, ne hanno sistematicamente isolato i motivi di interesse per farne oggetto di separati svolgimenti specialistici: insomma, per quanto mi riguarda, mi sono trovato in assenza di un qualsiasi momento sintetico e altresì con a disposizione una tale quantità di analisi da rendere quasi dispersiva la prima campagna (1981). Mediando con ulteriori dati il rilevamento svolto, sono peraltro stato in grado, la stagione successiva, di fare finalmente il punto della situazione (sarà Vostra cura, Chiarissimi Lettori, giudicare l'attendibilità di quanto scrivo).

Ritengo tuttavia utile proporre i motivi fondamentali dei più importanti fra gli studi citati in bibliografia.

Antonio Atzeni, interessandosi in particolare al vulcanesimo inframiocenico, descrive nei suoi articoli (1958-1960) i diatremi basaltici riconosciuti nella Marmilla ed alcune implicazioni della messa in posto di tali apparati, e si intrattiene sull'attività del Monte Arci, il più importante complesso vulcanico di questo settore della Sardegna, e forse dell'intera isola, puntualizzando infine alcuni aspetti delle effusioni immediatamente postoligoceniche.

Antonietta Pomesano Cherchi (1973, 1978) attraverso i suoi esemplari studi, in genere a sfondo biostratigrafico, puntualizza tutti gli aspetti salienti della geologia e dei problemi strutturali di questo settore e dell'Oligo-Miocene in particolare: le sono particolarmente grato per l'eccellente lavoro da Lei esposto in occasione del 71° congresso della SGI, esempio di ricostruzione paleogeografico/strutturale, che ha consentito a me ed al collega Roveri di potere vedere i fatti del terziario del nostro settore come parti di un quadro unitario articolato coerentemente. L'istituzione di numerose delle formazioni riconosciute in zona si deve appunto agli studi di questa ricercatrice.

Tommaso Cocozza ed R. Massoli Novelli (1967-1969) si sono in particolare dedicati allo studio del vulcanesimo oligocenico intercalate nella "Formazione del Cixerri" (complesso clastico continentale sterile) fornendo utilissimi dati di paragone e spunti di riflessione alle nostre ricerche.

Alfonso Vittorio Damiani ed Anna Gandin (1973) hanno concentrato la loro attenzione sul complesso Triassico dei calcari dolomitici riconosciuti da me e dal collega Roveri, distinguendo svariatissime facies ed orizzonti e proponendo una documentatissima ricostruzione paleoambientale,

che ci ha permesso di fornire un quadro esauriente di una situazione i cui aspetti non erano potuti essere puntualizzati per la natura del nostro lavoro.
II Damiani si intrattiene anche su alcune interessanti piezoclasi riscontrate in un definito orizzonte del complesso citato.

Michele Deriu fornisce nel suo articolo del 1960 il primo inquadramento veramente organico ed esauriente del complesso dei fenomeni vulcanici del Terziario sardo, compiendo con ciò un lavoro monumentale e d'importanza inestimabile, la cui struttura regge benissimo alle piccole modifiche che i più recenti punti di vista scientifici hanno reso necessari.

Carlo Lauro, nome assolutamente "storico" per la geologia di questo settore, e autore di uno studio sulla Giara di Gesturi, rimasto inimitato nelle epoche successive. In questo lavoro del 1937 si avvertono evidenti limiti formali e di contenuto, come è inevitabile per il procedere della scienza geologica: nonostante questi "difetti" che ci hanno impedito di condividere la maggior parte delle conclusioni del Lauro, sia io che il collega Roveri abbiamo tratto da questo lavoro una buona base di partenza.

L. Maccioni (1969) puntualizza alcuni fenomeni inframiocenici di vulcanesimo andesitico subacqueo notati poco a sud dell'area studiata, ed interessanti per talune loro implicazioni sulla inframiocenicità di questo tipo di vulcanesimo, riconosciuta solo di recente dalla letteratura.

P. Montaldo (1969), i cui studi non ho potuto esaminare nonostante le ripetute richieste a Università ed Accademia del Lincei (sono pubblicati infatti su volumi non disponibili a Bologna) ha tentato, come anche **A. Moretti** (1968), uno studio di carattere estremamente generale sul complesso del fenomeni geologici del settore studiato, ma sul quale non posso riferire: sono invece entrato in possesso di uno studio sul vulcanesimo al bordo orientale del Campidano meridionale pubblicato dai Lincei a nome di **Giuseppe Pecorini**, cui peraltro sono debitore di un eccellente studio sulla geologia dello stesso settore; tale opera (1969) realizzata col concorso di **A. Pomesano Cherchi**, ha grandemente influenzato il modo con cui sono state tratte le conclusioni su molti dei fatti geologici della zona. Ed e sempre il Pecorini (1974) a puntualizzare con il consueto stile piacevole la natura ed il significato degli intercalati tufacei riscontrati nelle marne langhiane all'intorno della Giara di Gesturi.

S. Vardabasso (1962) con un audace e significativo lavoro, descrive

con autorevolezza ed argomenti i principali fenomeni paleogeografici relativi al Terziario antico sardo: inutile sottolineare il valore e la complessità di tale sforzo, che non ho potuto fare a meno di apprezzare.

In ogni caso, mi sembra di non potere citare l'uno o l'altro degli Autori in bibliografia come fonte più preziosa delle altre, anche perché spesso sono stato irretito da alcune opinioni personali espresse in maniera veramente troppo decisa da talune delle mie autorevoli fonti. Resta inteso che quanto in bibliografia e stato attentamente considerato, e che la brevità di questo capitolo non intende affatto nascondere una mia mancata lettura degli articoli citati, senza i quali, anzi, il mio lavoro non si sarebbe potuto svolgere: riserverò al prosieguo eventuali richiami alla bibliografia. A "gonfiare" la tesi basta già il mio stile pesante, e non intendo ricorrere a stratagemmi quali lunghi e inutili riassunti.

1E. Impostazione e metodologia

La deprecabile e diffusa prassi trasforma di norma questo capitolo in una lamentazione da parte dello studente che, atterrito dalla maestà della natura, professa il suo sconforto e lamenta l'atrocità delle condizioni di lavoro. Personalmente, intendo solo sottolineare che, più delle difficoltà logistiche, mi è pesato il modo di gestire il territorio ai fini pastorizi (infinite e spesso invalicabili recinzioni e muretti). Gli orari sono stati sempre ampiamente sopportabili come era nell'interesse della qualità del lavoro, e l'impegno è stato, indovinate un po', costante ed incondizionato, supportato da un'attenzione vigile e scrupolosa.

Io ed il collega Marco Roveri, che rilevava in adiacenza alla mia zona, facevamo ovviamente capo ad un unico alloggio, il che ci alleggeriva i problemi logistico / economici, e la collaborazione teorico/pratica è stata continua, benché alcune differenze tra le zone studiate abbiano talora creato interpretazioni divergenti. Solo alcune sfumature di tali divergenze rimangono qui, in sede di tesi: in sostanza, e proprio per la natura evidente dei fenomeni osservati, le nostre conclusioni coincidono nella quasi totalità dei casi; le eventuali discrepanze saranno adeguatamente sottolineate.

Il lavoro è stato impostato sulla scorta di tutti quei dati che l'esame preliminare della bibliografia e della cartografia ufficiale mi hanno messo a disposizione. I probabili centri di interesse geologico sono stati preventivamente

valutati sulla base della cartografia al 25.000, sulla quale e stato svolto il rilevamento 1981. Nel corso della seconda campagna (1982) la base era già stata ingrandita al 10.000 con ovvi vantaggi per il dettaglio e altrettanto ovvie discrepanze nei particolari tra carta e topografia reale, discrepanze che non hanno in alcun modo compromesso l'accuratezza del rilevamento. La carta geologica è stata in alcuni casi addirittura di impiccio per la maniera semplicistica in cui è colà proposta la suddivisione del Terziario, del Miocene in particolare. Questa scarsa attendibilità non ha per fortuna compromesso il lavoro, per l'occhio critico con cui ho valutato tutte le fonti. Mi e possibile a questo punto schematizzare il lavoro svolto nel modo seguente:

- Documentazione cartografica preliminare ed esame carte geografiche e carta geologica.
- Documentazione bibliografica preliminare.
- Prima campagna, con rilevamento speditivo in coppia con M. Roveri, dei motivi di interesse di quattro tavolette IGM complete, e puntualizzazioni su motivi di interesse in un'area più ristretta.
- Esame dei dati e dei campioni raccolti nel corso della prima campagna.
- Prime ipotesi. Espansione della bibliografia.
- Definizione di dettaglio dell'area della mia tesi e di quella di Marco Roveri, nell'ambito dell'area ristretta stabilità nel 1981.
- Seconda campagna, raccolta campioni, rilevamento di dettaglio, misurazioni e varie.
- Riesame dati e campioni. Ultimi aggiornamenti bibliografici.
- Preparazione cartografia e testo Tesi, esame foto aeree.

Lavorando in campagna non ho seguito metodologie degne di particolare menzione: è da notare peraltro come la scarsità evidente di dati stratimetrici in carta sia dovuta al fatto che le litologie, più avanti descritte, per la loro natura rendevano spesso ardua la lettura di pendenze e direzioni. II lavoro è stato programmato anche nei particolari sulla base dell'esperienza acquisita dal corso di Rilevamento Geologico, e ancor di più nel corso del lavoro stesso. La campionatura è stata effettuata con criteri logici, ed il piano organico di partenza prevedeva una elasticità tale da non risentire di ritardi accidentali.

In conclusione, in campagna, tutto è andato liscio o quasi: non molti errori di metodo, e, quel che più conta, mai gli stessi errori.

II lavoro in istituto, dopo i primi momenti di assestamento, non ha

mai mostrato difficoltà tali da meritare menzione. Oltre alla parte cartografica (Carta geologica e carte accessorie, sezioni, colonnine correlate, ecc.), esso ha compreso la preparazione di una quarantina di sezioni sottili, alcuni lavaggi a fine biostratigrafico, e soprattutto numerose giornate di elaborazione teorica, variamente assistita dal mio Chiarissimo Relatore. La forma in cui questa relazione è presentata rispecchia piuttosto fedelmente lo schema proposto dal Cremonini a conclusione del suo Corso di Rilevamento Geologico (6. Cremonini, Rilevamento Geologico, Pitagora, 1977). L'esame di foto aeree, anch'esso svolto ovviamente in Istituto, ha contribuito a chiarire alcuni punti soprattutto relativi al dato geomorfologico ed a evidenziare alcune caratteristiche non percettibili alla scala degli affioramenti.

Sono debitore al Prof. E. Amadesi di tutte le conoscenze che mi hanno permesso di svolgere questa parte del lavoro.

A tutti gli autori in bibliografia va peraltro il merito di avermi dato i mezzi necessari a "vedere" la situazione, e non importa a tale fine considerare se mi sia trovato o meno d'accordo con loro su taluni punti.

2. INQUADRAMENTO GEOLOGICO

2A. Litologie e formazioni

I motivi di interesse geologico dell'area in esame sono numerosi e variati: in questa panoramica preliminare verranno scorsi velocemente per preparare la più approfondita trattazione successiva.

Ad attirare l'occhio, sia in campagna che sulla carta, e senz'altro prima la Giara di Gesturi, esteso espandimento basaltico di dimensioni lineari dell'ordine dei 12 per 6 chilometri, formato da lave effuse nell'ambito del ciclo magmatico postelveziano degli AA. (datazioni assolute del basalto lo riferiscono a 2,45 Ma fa), in concomitanza con il riattivarsi della tettonica campidanese.

Ci troviamo infatti non lontani dal margine nordorientale della fossa tettonica del Campidano, in zona quindi di tettonica distensiva, in presenza di un accentuato controllo strutturale sul quale non mancheranno le occasioni di intrattenerci.

Gli espandimenti lavici costituenti la Giara si sovrappongono senza accentuate discordanze sulla serie sedimentaria del Miocene marino, e, nel settore occidentale della Giara, su un lembo di Pliocene continentale, unità ampiamente erose prima della messa in posto delle lave, proceduta mediante effusioni di un apparato vulcanico del tipo a scudo o più propriamente di un sistema a plateaux (discuteremo a tempo debito i dettagli di questa affermazione). Un lembo isolato di lava basaltica (monte S. Antine) replica a piccola scala i caratteri della Giara, anch'esso sovrapponendosi al complesso marnoso-arenaceo Aquitaniano-Langhiano. Proprio la definizione di dettaglio di tale complesso si è in passato scontrata con un certo numero di difficoltà, parzialmente superate con l'istituzione, nel 1969, di alcune formazioni che ne canonizzano età e caratteri.

Tale Miocene marino, comprendente anche calcareniti e calcari a Litotamni, vede la sua base trasgressiva in un conglomerato bordiero a vario carattere, riferibile comunque all'Aquitaniano, come sarà meglio dettagliato nel prosieguo; tale conglomerato si sovrappone ad una formazione continentale risultata riferibile all'Oligocene terminale/Aquitaniano basale costituita in prevalenza da sabbioni continentali sterili con intercalazioni ruditiche a varia specifica, formazione poggiante su tufi, ignimbriti, e lave

trachitiche/trachiandesitiche della "formazione trachitoide inferiore" del ciclo magmatico preelveziano degli AA.; tali piroclastiti, non risultando nel settore in esame intercalate in una successione tra formazioni databili vengono da me semplicemente riferite a un non meglio definito ambito preserravalliano/postoligocenico, in ossequio all'attribuzione data dagli AA. alla formazione effusiva in esame. Come sarà dettagliato in seguito, ad occidente dell'area studiata piroclastiti della stessa natura si intercalano in un complesso arenaceo-tufaceo fluviolacustre riferibile al passaggio oligo-miocene.

In verità è stata proprio quella di collocare esattamente questo complesso continentale a sabbioni e le lave sottostanti la maggiore difficoltà incontrata: anche di ciò sarà reso conto più avanti. II complesso ora citato poggia su una formazione triassica a dominanti calcari micritici talora dolomitizzati, oggetto di recenti e dettagliati studi, o direttamente sul granito del batolite ercinico che tali calcari drappeggiano e rivestono con uno spessore non leggibile proprio per la natura irregolare del plutone granitico. Esso si intrude nel complesso degli scisti verdi assegnati dubitativamente dagli AA. al Gotlandiano-Devoniano, lembi del quale affiorano, fittamente permeati da filoncelli granitici, nell'area occupata da corpi effusi nell'ambito del vulcanesimo trachitico s.l. già citato.

II complesso sinora sommariamente descritto e interessato da una tettonica piuttosto blanda e leggibile, tipica del margine di un rift, quello oligocenico, che ha condizionato con sbloccamenti marginali tutto il settore, oltreché dalla tettonica anch'essa distensiva ma ad evoluzione lenta e "tranquilla" del Campidano. Ne consegue dunque che le direttrici riscontrate saranno quelle ad asse campidanese (grossolanamente N.O.-S.E.) e quelle oligoceniche grossolanamente N.-S., con tutto l'ovvio corollario di sbloccamenti minori riferibili alla rigidità del basamento paleozoico e al complesso interporsi dei fenomeni magmatici.

L'apparente linearità della situazione non deve però trarre in inganno: un rischio che ho corso a più riprese è stato quello di non tenere in considerazione le frequentissime variazioni di facies nell'ambito del sistema terziario, che mi hanno prima suggerito, poi impedito, tutta una serie di correlazioni di dettaglio tra sezioni che andavano invece considerate da un punto di vista assai più generale. La zona dunque, nel suo complesso, può essere definita altamente didattica, unendo varietà di formazioni e di facies a

una certa praticabilità logistica, e richiedendo in ultima analisi un perfetto equilibrio di analisi e sintesi per una corretta interpretazione.

Ovviamente qualche incertezza permane, e sarà sottolineata: ma mi permetto di considerare questo dato come un indice di corretta applicazione di un sano senso critico alle problematiche emerse.

2B. Motivi di interesse geologico e problematiche emerse

In contraddizione con la semplicità della carta geologica allegata, sia i problemi che i fatti interessanti sono molteplici. Iniziando da ciò che più balza all'occhio, cioè dalla "Giara", notiamo subito (come è evidente dalle carte geomorfologiche/clivometriche al 25000 allegate) la presenza di uno "scalino" al suo interno e di due prominenze in passato già riferite da vari AA. a centri di attività eruttiva. Pur competendomi l'esame di una sola meta del Plateau, sarà mia cura evidenziare l'attendibilità della definizione del monte Zeparedda come centro eruttivo, nonché proporre alcune possibili soluzioni alla questione di come si presentasse il paesaggio prima della messa in posto delle lave basaltiche, e osservazioni sul termometamorfismo al contatto.

Per ciò che concerne il Miocene marino, oltre a tutti i problemi relativi alla trasgressione in sé stessa, abbiamo nell'ambito francamente marino delle marne arenacee l'interposizione a più livelli di intercalati cineritico-tufacei (fenomeno questo più evidente nel Langhiano) legati all'attività dei vicini centri effusivi del Monte Arci, e costituenti motivo di non poche perplessità fino a che non sono riuscito a determinare correttamente la loro natura e il loro possibile significato. Problema interessante legato al magmatismo basaltico, la presenza di un potenziale diatrema basaltico sulle pendici della Giara, già frainteso da alcuni AA., e probabilmente interpretabile come condotto di adduzione delle lave della Giara. Sempre in tale ambito, un certo interesse è presentato dal monte S. Antine, microplateau non immediatamente correlabile con la Giara senza alcune considerazioni che saranno svolte.

Fonte dei maggiori dubbi il complesso dei sabbioni continentali sottostanti al Miocene trasgressivo e sovrastanti alle lave/tufi-ignimbriti trachitici s.l.; l'importanza del problema offerto da tali sabbioni sarà meglio compresa considerando che una facies analoga è, nella zona occidentale rispetto alla mia, svolta da Marco Roveri, variamente intercalata e commista

con le piroclastiti trachitiche s.l.; inoltre mancano elementi di sicura attribuzione cronostratigrafica, per lo meno in via diretta, tanto da costringermi a lunghe fatiche sulla letteratura che, per analogia, mi hanno portato alle conclusioni che verrò, in seguito, ad esporre.

Tanto interessante da meritarsi uno studio dettagliatissimo, a cui non posso che rimandare il lettore, è il complesso calcareo micritico del Muschelkalk di Monte Maiore, distinto in 10 litofacies da Damiani e Gandin (1973). I suoi rapporti con il sottostante plutone ercinico sono stati fonte di alcuni dubbi che esporrò. Ultima nota per gli scisti verdi, coinvolti in svariatissimi processi (intrusione del batolite, effusioni del ciclo "preelveziano") e motive di interesse particolare per il loro compenetrarsi nel granito.

Problemi minori includono la leggibilità tettonica della zona, e il ricorrere di livelli di calcari a Litothamnium nell'ambito del complesso marno-arenaceo miocenico, livelli che, non ostante il loro spessore a tratti notevole, hanno rivelato giacitura spesso lenticolare vanificando gli sforzi fatti per cartografarli attendibilmente. Non e stato problematico individuare alcuni trends (batimetrici, litologici, morfologici) dalla sintesi dei dati ottenuti.

3. DESCRIZIONE DELLE FORMAZIONI

3A. Inquadramento regionale della successione

Sarebbe assurdo dedicare, in questa sede, qualcosa più di un accenno alla storia geologica della Sardegna: mi limiterò quindi a fornire uno scheletrico compendio di quelle informazioni, utili a valutare il grado di regionalità della situazione descritta e cartografata nell'ambito del presente lavoro, procedendo dai termini antichi a quelli recenti della successione. Rinvio al capitolo sulla "Storia Geologica" del settore per precisazioni a sfondo paleoambientale.

II massiccio sardo, che è la prosecuzione della catena ercinica della Francia meridionale (Carmignani et alii, 1978), essendo "scampato" al corrugamento alpino, mostra la sezione più chiara e completa dell'orogenesi Ercinica in Italia. La facies degli scisti verdi costituisce una fascia che attraversa l' isola nel suo centre, dalla Nurra al Sarrabus, e comprende rocce a metamorfismo variabile, meno intenso di quello del settore nord-orientale dell'isola, e più pronunciato di quello della fascia sud-occidentale: gli scisti verdi costituiscono dunque una litofacies di caratteri variabili nel dettaglio e di ampia estensione, variamente coinvolta, insieme agli altri termini (non rappresentati in questa zona) della successione paleozoica (Ordoviciano inf.-Carbonifero inf.), nei piegamenti ercinici.

Sulla estensione regionale del granito, facente capo al grande batolite sardo-corso, non mi pare vi sia nulla da riportare, se non un cenno alla variabilità estrema di grana e di facies che presenta alla scala dell'isola.

Venendo alla sequenza calcarea triassica di M. Maiore-M. Fogu, poggiante sul basamento paleozoico sinora citato, è da ricordare che i suoi corrispettivi sono stati riconosciuti in una vasta estensione della Sardegna centro-meridionale (Damiani e Gandin , 1973). Sia durante il Mesozoico che durante il Terziario antico il massiccio paleozoico sardo è stato invaso dal mare dapprima solo marginalmente, con la delineazione di insenature, dal punto di vista paleogeografico, e la conseguente distribuzione di facies irregolare e localizzata. Gli intensi movimenti disgiuntivi oligocenici, e di cui l'avampaese sardo risente nei confronti della geosinclinale alpina (grande fossa tettonica sarda, tafrogenesi extraalpina) si accompagnano ad un vulcanismo veramente rilevante (in un primo tempo, poi in attenuazione fino al Quaternario). E'

probabilmente al momento iniziale di tale attività vulcanica che fanno capo le "Trachiti Antiche" degli AA., a cui sono stati riferiti gli episodi ignimbritici e tufacei cartografati in zona: tali rocce esplosivo-effusive si riscontrano su un'amplissima estensione del territorio sardo, ed anche esse quindi costituiscono una litologia ampiamente diffusa e studiata. Ciò vale anche per il complesso arenaceo del "sabbioni sterili" continentali "oligocenici", estesamente diffusi in tutta la Sardegna sud-occidentale, che alle vulcaniti sovrastanno. II Miocene trasgressivo, con la sua estrema varietà di facies, affiora in tutta la Sardegna, dal golfo dell'Asinara a quello di Cagliari. La trasgressione oligomiocenica si e attuata su un substrato morfologicamente molto evoluto e tettonizzato, diacrono, di sedimenti continentali paleogenici, vulcaniti andesitiche s.l. e trachitiche s.l., e terreni paleozoici. L'area campidanese, durante il Miocene, non costituiva ancora un graben (Cherchi et alii, 1978). Anche in questa epoca era la grande fossa tettonica sarda ad asse N.-S. ad essere attiva, collassando dopo il massimo di attività magmatica "oligocenica".

Questi rudimenti di storia geologica (che saranno ampiamente svolti nell'ambito della più approfondita trattazione successiva) intendono testimoniare anche per le diverse facies del Miocene e del passaggio oligo-miocene una distribuzione regionale piuttosto rilevante. Considerazione questa valida anche per i basalti degli altopiani, ultima formazione in ordine di tempo tra quelle cartografate, effusi nell'ambito del ciclo magmatico postmiocenico, i cui prodotti sono riscontrabili quasi ovunque lungo le note direttrici tettoniche sarde.

Risulta da quanto esposto in questo capitolo una complessiva regionalità della distribuzione delle formazioni dal punto di vista litologico/genetico. Ma fino a che punto ciò vale per la successione nel suo complesso? Le frequentissime eteropie, sia nell'ambito delle rocce sedimentarie che di quelle ignee, causate dalla irregolarità del basamento paleozoico, dalle disgiunzioni tettoniche e in ultima analisi dai grandi fenomeni eustatici, rendono arduo lo stabilire correlazioni in via diretta anche tra affioramenti vicini, e non è raro che intere formazioni siano eteropiche (per quanto, frequentemente, isocrone) di altre. Ne consegue che, per lo meno in questo settore della Sardegna, ad avere effettivo riscontro regionale sono solo i processi petrogenetici nei fenomeni che li definiscono dal punto di vista più generale, e che assai frequentemente, anche alla piccola scala del rilevamento di cui

riferisco, si debba procedere analogicamente, prima ancora che per il riconoscimento di effettive identità: ed è stato appunto l'estremo frazionamento paleogeografico a complicare l'inquadramento sistematico della successione della zona, sia nell'ambito crono-litostratigrafico che in quello geologico-geografico nel senso stretto della distribuzione areale di litotipi e litotopi.

Di tale complicazione hanno risentito anche figure ben più autorevoli della mia, e per notarlo basterebbe esaminare il foglio 218 (Isili) della carta geologica d'Italia al 100.000.

3B. Descrizione delle formazioni così come cartografate

Ogni cartografia geologica è un compromesso e ancor prima un arbitrio. Di ciò mi rendo bene conto per la facilità con cui mi capita di discutere le fonti "ufficiali" (vedi sopra). Sono dunque perfettamente consapevole di quanto siano criticabili i frutti del mio lavoro cartografico. Intendo in ogni caso sottolineare come una eventuale discussione della mia opera debba vertere sui criteri di scelta dei confini formazionali che ho stabilito: una volta accettati questi, che esporrò formazione per formazione, non ritengo di potere essere accusato di trascuratezza nell'averli seguiti sul terreno; è stato proprio questo lavoro ad impegnarmi nella maggior parte del tempo.

3B1. Gli "scisti verdi"

Questa formazione paleozoica (tanto ampiamente studiata fin dal secolo scorso) appare in affioramento in un piccolissimo settore all'estremità nord dell'area studiata, presso la "Cava di Pietra" da cui si estraevano tufi trachitici s.l., ed e stata nei pressi riconosciuta anche da altri AA. (Damiani e Gandin, 1973).

Litologicamente, appaiono degli scisti grigio-verdastri, quarzoso-biotitico-muscovitici, definibili più propriamente come micascisti, derivati da rocce argillose attraverso un metamorfismo medio a carattere regionale. Tale litofacies è in genere associata, in masse estese e potenti, all'avanzata erosione di catene a pieghe e a falde. La sfumatura zoneografica a migmatiti e granuliti verso il grado alto, che la teoria prevede per questo tipo di metamorfismo e di roccia, non è ovviamente riscontrabile alla scala di questo affioramento. Ma qui,

come altrove, è evidente l'influsso dell'intrusione del grande batolite sardo-corso, che configura e conferma il collocarsi di tale tipo di metamorfismo nella complessa serie di condizioni di una catena metamorfica a carattere ercinotipo (secondo Zwart) con scarsità di ofioliti e ultrabasiti, accentuato inarcamento delle geoisoterme, anatessi, abbondanza di graniti s.l., e complessiva prevalenza di facies di bassa pressione; ed è in ultima analisi questo il caso del complesso paleozoico sardo riferibile all'orogenesi Ercinica.

Ascritti al Devoniano (o meglio definiti postgotlandiani) dalla maggior parte degli autori, gli scisti affioranti nell'area studiata sono risultati sterili. Mentre il complesso degli "scisti verdi" degli AA. risente in modo leggibile di tre fasi erciniche distinte di piegamento (Carmignani et alii, 1978), nulla si può stabilire alla modestissima scala di questo affioramento, afflitto da varie dislocazioni e in rapporti laterali non chiari con la formazione circostante, piroclastica/lavica, immediatamente ad ovest delle vulcaniti, fuori zona. L'affioramento analogo di Funtana S. Lussurgiu è infatti attraversato da un filoncello aplitico principale, che, in varie diramazioni, sposta e termometamorfosa con ricristallizzazioni anche assai pronunciate la parametamorfite citata alterandone notevolmente le condizioni originarie. Anche in questo affioramento, tuttavia, minute commistioni rendono a tratti poco netti i confini, come è assai comune in casi analoghi, tra il granito a grana assai fine e la roccia incassante parzialmente ricristallizzata. E' utile rilevare come, tra l'altro, ci troviamo in una zona attraversata dai condotti di adduzione delle trachiti s.l. di cui riferirò più avanti, condotti che hanno notevolmente sbrecciato tutte le formazioni con cui sono venuti a contatto: questo fatto, insieme coi notissimi problemi giaciturali di una metamorfite a contatto con un batolite, coinvolta in riassorbimenti ed eventualmente allocata mediante xenoliti al suo interno, esclude a priori qualsiasi attendibilità di misure giaciturali di qualsivoglia tipo. E tale discorso vale anche per i rapporti laterali con le vulcaniti, che probabilmente ricoprono, come anche i calcari triassici, estesi lembi dei micascisti in esame, già di per sé stessi irregolarmente sbloccati dalla intrusione granitica e dalla adduzione delle effusioni. Assai meno probabile mi sembra l'ipotesi che vedrebbe l'affioramento descritto come un enorme blocco allotigeno portato in superficie dalle eruzioni "preelveziane" del luogo, e ciò per il semplice fatto che siamo in presenza di piroclastiti a grana tanto fine da fare escludere il lancio contemporaneo (o l'ascesa) di "proiettili" di grosso calibro.

Assenti micro e macrofauna, l'età dei micascisti può essere determinata (per quanto mi riguarda) solo sulla base dell'autorità libresca, che riferisce a un postsiluriano generico o ad un Devoniano non precisabile il complesso degli "scisti verdi" della zona.

Non avendo motivi per criticare questa attribuzione, la accetto senza riserve, anche per l'esiguità areale e lo scarso momento dell'affioramento ai fini di una ricostruzione complessiva della zona.

I limiti riportati in carta sono quelli fisici dell'affioramento in oggetto.

3B2. Il granito

Propaggini del grande batolite che costituisce il basamento cristallino dell'intera Sardegna affiorano in tre punti definiti dell'area in esame, precisamente presso la Funtana Populis, la Casa Tolla, e la Funtana Crovedu (immediatamente a ovest della mia zona). L'ordine di grandezza di questi affioramenti è del centinaio di metri.

La litologia è quella consueta per tutto questo settore della Sardegna (con variazioni di grana ad ampia scala), cioè quella di un granito rosato a grana media, che in sezione sottile presenta una struttura tipicamente granulare olocristallina ipidiomorfa, due miche (biotite e muscovite), estinzione ondulata nel quarzo, che è spesso fratturato, e dunque nessuna particolarità di rilievo.

Alla scala dell'affioramento sono talora evidenti filoncelli aplitici, ingrossamenti della grana, concentrazioni melanolitiche, rari filoncelli di quarzo. Assenti, negli affioramenti osservati, xenoliti. I limiti, seguibili quasi ovunque con immediatezza, sono di semplice appoggio del calcari triassici sull'irregolare basamento costituito con tutta probabilità da piccole cupole e pendenti. Come è ovvio, e come sarà meglio illustrato, essendo i calcari ben posteriori all'intrusione, alla messa a giorno e alla peneplanizzazione del basamento cristallino, i limiti sono netti e non risentono di termometamorfismo, contrariamente agli scisti descritti, che hanno costituito il "contenitore" originario del corpo intruso, sopportandone le conseguenze.

Un discorso approfondito sui caratteri genetici del granito che affiora mi porterebbe troppo lontano; basti rilevare come il consolidamento non sia venuto a profondità estreme, come e testimoniato dal basso grado delle metamorfiti oggetto dell'intrusione, e dalla natura stessa del processo intrusivo

in ambito di catene "ercinotipe" con isoterme decisamente inarcate verso la superficie terrestre. Un ulteriore dettaglio, inutile ai fini del lavoro che ho svolto, mi avrebbe richiesto ricerche troppo approfondite.

E' peraltro stato interessante notare a più riprese interessanti testimonianze della tettonica interna al plutone, manifestatasi con la creazione di sistemi di litoclasi a vario orientamento, diagonali e incrociate (per le diverse tensioni interne) che io appunto interpreto come fratture protoclastiche[1] e da raffreddamento. Una ipotesi resa immediatamente possibile da questa osservazione e dai diffusi lembi di rocce incassanti e il fatto che ci troviamo alla periferia del plutone, laddove appunto il comportamento resistivo, che sfuma verso l'interno del plutone assumendo caratteri plastici, è più accentuato. Ne consegue che l'erosione, prima della messa in posto dei calcari, per quanto sufficientemente pronunciata da scoprire il basamento, non lo ha intaccato assai profondamente, per lo meno in questa zona, dove anzi le originali irregolarità della massa intrusa sono sfuggite alla peneplanizzazione venendo parzialmente "preservate" e "replicate" dalla deposizione del calcare micritico del Muschelkalk.

Mi risulta difficile credere che i sistemi di litoclasi osservate derivino da fattori esterni al plutone: come il granito sia coinvolto nella tettonica della zona sarà evidenziato in un capitolo apposito: e sarà facile notare come la risposta rigida del corpo intruso, unita alla estrema "semplicità" delle sollecitazioni a cui e stato sottoposto in questa zona, non preveda necessariamente una risposta microtettonica particolarmente accentuata.

L'età carbonifera del granito e di tutto il complesso magmatico ercinico è fuori di discussione, e non intendo spendere parole su quest'argomento. L'unica "novità" emersa dal rilevamento è stata una più estesa e diversa distribuzione del granito affiorante rispetto a quella in carta geologica al 100.000, e ad altre cartografie abbozzate su alcuni degli articoli in bibliografia.

[1] Nota del 26 Giugno 2018 – conclusione erronea e non suffragata dai fatti: le fratture protoclastiche si formano quando il corpo intrusivo viene frammentato da ulteriori successive intrusioni, e il nuovo materiale magmatico riempie con tessiture tipicamente differenti da quelle della roccia preesistente le fessure formatesi. Più probabilmente, le sottili crepe che ho osservato sono litoclasi di origine tettonica o da raffreddamento.

3B3. La successione triassica

Un unico, continuo affioramento di calcari micritici compatti, a tratti dolomitizzati, occupa una estesa area del settore settentrionale dell'area studiata, con una estensione lineare dell'ordine dei due chilometri. Esso e stato in tempi recenti oggetto di uno studio estremamente approfondito, di cui riporterò solo, in sommi capi, i pochi dati necessari a inquadrarlo in un corretto contesto.

Dal punto di vista litologico Damiani e Gandin (1971) sono giunti a definire, nell'ambito della formazione calcarea, una decina di litofacies, risultate raggruppabili in tre membri: ad iniziare l'appoggio sul basamento, costituito dagli scisti e dai graniti già descritti, è una breccia poligenica (quarzo e scisti in frammenti a spigoli vivi in matrice arenacea poligenica) fortemente cementata e a tratti visibilmente gradata ma non ovunque presente, peraltro osservabile nella zona di tesi di M. Roveri: ove la serie carbonatica trasgredisce sul granito si osservano contatti netti e talora la mancata interposizione di orizzonti clastici e di alcuni dei livelli della successione triassica, e in questo caso al contatto si manifestano alcune peculiarità sedimentologiche derivanti dalle particolarità della situazione deposizionale e per le quali rimando agli AA. citati. Ad iniziare la successione carbonatica propriamente detta sono dolomie passanti verso l'alto a marne nodulari, sostituite, a nord, da un conglomerato notato presso la Funtana Silvirui, in zona, ad elementi di quarzo latteo (senza dubbio, come la breccia poligenica, da rimaneggiamento del sostrato); seguono ad esse, in spessore mal determinabile, marne calcaree giallastre fortemente cementate, quindi appaiono dolomie, con marne intercalate verso l'alto, ove la frazione calcarea aumenta. Gli orizzonti sinora decritti sono stati raggruppati sotto la definizione di "Membro Dolomitico-Marnoso".

II "Membro dei calcari grigi bioturbati", ad esso sovrapposto, inizia con calcari micritici grigiochiari bioturbati con al loro interno una debole discordanza angolare ed una intercalazione dolomitica. Dopo una breve intercalazione di marne giallastre, riappaiono i calcari grigi, contenenti in questo livello articoli di crinoidi e gasteropodi. Dopo una nuova intercalazione di marne calcaree e calcari, conclude la successione il "Membro calcareo-dolomitico con selce", costituito appunto da calcari variamente dolomitizzati contenenti noduli di selce al cui interno appaiono resti algali. Lo spessore complessivo della serie è dell'ordine dei 60/70 metri.

E' doveroso a questo punto rilevare come, all'atto pratico, in campagna mi sia stato impossibile avvicinarmi anche lontanamente al grado di dettaglio raggiunto dagli studiosi citati nei due anni dedicati allo studio dei calcari descritti; a parte le diverse finalità del lavoro, e le disponibilità di tempo non paragonabili, la successione in esame non può essere oggetto di rilievo speditivo: infatti, le differenze tra litofacies sono spesso state notate solo in grazia di un esame micropetrografico di dettaglio su campionature estremamente fitte; inoltre la successione dei tre membri così come esposta in sommario, è il frutto di elaboratissime interpolazioni, rese necessarie dalla non chiara distribuzione areale e dalle frequenti eteropie a piccola scala, che sono anche i motivi per i quali la tettonica dell'area di affioramento del calcari è stata con tutta probabilità "caricata" dagli AA. citati, per meglio spiegare il succedersi degli orizzonti riconosciuti. Alcuni di essi, dunque, affiorano solo in modo estremamente locale, e scompaiono (o sono sostituiti eteropicamente) alla scala dell'affioramento complessivo.

Com'è ovvio, comunque, la sia pur scheletrica campionatura dell'area oggetto del capitolo è stata seguita da esame in sezione sottile di alcuni campioni, con i risultati seguenti:

- Due dei campioni sono risultati di aspetto assai uniforme sulla superficie della sezione: basandosi sul diagramma classificativo delle rocce carbonatiche di Folk (1974) si tratta di una dismicrite intensamente bioturbata da burrows e di una micrite dolomitizzata, riferibili la prima al membro dei calcari grigi bioturbati, la seconda a quello dolomitico-marnoso. L'attribuzione che precede, e la definizione di dolomitizzazione non è stata effettuata sulla base dell'esame micropetrografico (il che sarebbe arduo o impossibile), ma tramite considerazioni sulle litofacies effettuate a livello mesoscopico, e tramite analogie con il contenuto del lavoro a più riprese citato in questo capitolo.
- II terzo dei campioni in esame, relative al contatto tra paleozoico e giura presso la Cava di Pietra, in un punto fuori carta (come anche i primi due campioni, raccolti prima di una esatta definizione dell'area oggetto della tesi, ma rappresentativi di litofacies che appaiono in zona), testimonia della trasgressione del membro dolomitico/marnoso sui terreni paleozoici, senza interposizione della breccia poligenica. Nell'ambito di un calcare micritico (dolomia a grana finissima) con fantasmi di laminazione si

notano a più riprese livelletti di quarzo anedrale ed allotriomorfo (come esposto altrove, il quarzo sostituisce minerali evaporitici), con zone alterate ed ossidate e radi cristallini calcitici (o dolomitici) di dimensioni lievemente maggiori.

Limiti della formazione sono, inferiormente, i termini paleozoici su cui essa trasgredisce, secondo le modalità già ricordate, tramite la breccia poligenica o il membro dolomitico marnoso. Non ovunque l'appoggio appare con chiarezza, in particolare laddove l'erosione ha scoperto il basamento granitico all'interno dell'affioramento carbonatico (Funtana Crovedu) i contatti sono poco chiari. Inoltre talora le coperture recenti non permettono di seguire il confine, in particolare ad est dei calcari, tra esso ed il complesso Terziario. Superiormente, a N.E., si verifica il contatto con le trachiti che saranno di seguito descritte: vulcaniti oligoceniche a varia specifica (ignimbriti e cineriti) si appoggiano sul rilievo calcareo senza peculiarità degne di menzione, in ciò imitate dal complesso dei sabbioni continentali "oligocenici" che, ad E., proseguono la successione.

I conglomerati bordieri miocenici trasgrediscono sul tutto, e dunque anche sul calcare triassico, in più punti a S. e S.E. immediatamente evidenti sulla carta. Nel complesso dunque la formazione triassica, trasgressiva, risulta ricoperta da sedimenti di dominio continentale e piroclastiti, e solo verso sud una nuova trasgressione ripropone ambienti marini.

Per un certo tempo, anzi, i calcari già litificati devono avere costituito, come anche, probabilmente, alcune porzioni di granito, una linea di costa, se non addirittura un promontorio con falesie, esposto all'azione delle onde. Numerosissimi ritrovamenti di porzioni perforate da litodomi ed incrostate da ostreidi, e ciò in particolare nel versante che guarda la Giara di Gesturi, giustificano questa ipotesi, confermando alcune induzioni a carattere paleogeografico che verranno esposte in apposito capitolo.

Dal punto di vista della tettonica interna, si osservano, nell'ambito di un definito orizzonte dei calcari grigi, interessantissime piezoclasi, senza spostamento tra le parti e limitate all'interno degli strati di cui non raggiungono la base o il tetto. Queste fratture da tensione (strutture assai probabilmente sindiagenetiche iniziali) sono state oggetto di un approfondito studio del Damiani (1973) a cui, inevitabilmente, rimando, per l'estrema specificità dell'argomento; di nuovo a Damiani e Gandin (op. cit.) mi vedo costretto a

riferire il lettore per tutto ciò che concerne le particolarità sedimentologiche, numerosissime, del complesso carbonatico.

Dal punto di vista genetico/ambientale esso risulta attribuibile alla sedimentazione in un bacino iperalino, probabilmente facente parte di un più ampio golfo con barre e soglie, forse anch'esse sommerse, connesse alla irregolarità del basamento. Dei tre membri, quello Dolomitico-Marnoso è riferibile ad un ambiente sopracotidale/intercotidale (lo confermano le plaghe quarzose da sostituzione di minerali evaporitici), poi subcotidale con episodi di alta energia. II Membro Calcareo Bioturbato, assai ricco di strutture sedimentarie e sindiagenetiche, è invece stato deposto in un ambiente iperalino a ricambio scarso o nullo, con una sottile lama d'acqua a ricoprirlo, in condizioni quindi di energia assai bassa. II membro calcareo dolomitico con selce che costituisce il tetto della serie, contiene abbondanti resti algali, è testimone di una crescita di energia sempre nell'ambito di condizioni iperaline (modelli di minerali evaporitici), pure con più frequenti scambi con il mare aperto (organismi di ambiente ortoalino). Secondo i risultati del più volte citato studio, la fine della sedimentazione avviene per emersione, la cui conseguenza è la dolomitizzazione dell'ultimo membro, esposto al contatto con gli atmosferili.

Corrispettivi di questa successione carbonatica sono stati riconosciuti, in modo immediato e correlabile anche a livello di orizzonti-guida, su una vasta estensione della Sardegna centro-meridionale, in particolare lungo un allineamento (uso la parola senza risvolti tettonici) grossolanamente compreso tra capo Pecora, Laconi, ed Escalaplano, il che riprova l'instaurarsi di episodi a circolazione ristretta e di modelli a barre e soglie su un ampio settore dell'isola.

Qui come altrove, infatti, il contenuto di micro e macrofauna è sufficientemente rilevante da consentire interessanti considerazioni, che, come già ricordato, non intendo svolgere, riferendo ai più volte citati Damiani e Gandin. Ricordo tuttavia la presenza di associazioni oligotipiche a *Costatoria kiliani* (Schmidt),di encriniti, ed, al tetto, di abbondanti resti di alghe *Diplopora annulata* Pia e *D. annulata debilis* Pia, anch'esse indicatrici ambientali in associazione oligotipica. Sulla base dei Lamellibranchi, di rari Gasteropodi, e delle citate Alghe, la successione risulta attribuibile al Muschelkalk superiore (Ladinico medio). Se questa definizione non risulta in alcun modo (per lo meno da parte mia) criticabile, non altrettanto si può dire di quelle che l'hanno preceduta, sulla base di studi assai meno accurati, o assenti, che

comprendevano questa e le analoghe serie carbonatiche nell'ambito dei depositi del sistema giurese, in particolare nella successione detta "dei Tacchi". Si tratta a mio avviso di un errore giustificabile, basato soprattutto su analogie a carattere litologico e sulla relative vicinanza, in molti casi, di termini triassici e giurassici a carattere carbonatico.

Nel corso del rilevamento è emersa per il complesso calcareo una distribuzione areale diversa, per alcuni dettagli, sia da quella "ufficiale" che da quella riportata negli articoli citati. Lievi discrepanze a carattere tettonico fra quanto in essi esposto e quanto in effetti osservato saranno esposte in sede opportuna.

3B4. Il complesso vulcanico oligomiocenico

Nonostante la relative sicurezza con cui vengono ascritti al Miocene basale i "sabbioni" della formazione di Ussana che saranno tra poco descritti, e nonostante le svariate facies di tale formazione siano state nel 1982 inquadrate assai brillantemente nel contesto dei fatti tettonici oligomiocenici (come sarà dettagliato nel capitolo "storia geologica"), si trascina da molti anni, in particolare per la zona in esame, il problema del corretto inquadramento geocronologico del complesso delle numerose fasi del vulcanesimo trachitico e trachiandesitico in senso lato, oggetto di studi sin dal secolo scorso, complesso denominate variamente, ma dai più degli Autori detto delle "trachiti antiche", o più recentemente definite, in modo più esauriente, come complesso piroclastico/ignimbritico trachitico s.l.. Partiamo dal presupposto ormai non più discusso che il vulcanesimo di cui sto trattando si colloca al passaggio Oligocene/Miocene oppure alla fine dell'Oligocene, e che è comunque connesso alla tettonica del grande rift sardo come sarà dettagliato in altra parte.

Deriu (1962), in un suo lavoro di estrema complessità ed interesse, tentava una classificazione complessiva del vulcanesimo calco-alcalino dell'arco sardo nel Terziario, in particolare "oligocenico"; incorreva, a mio avviso, negli inevitabili difetti di un inquadramento troppo generale, difetti che nulla tolgono all'importanza ed all'oggettivo valore del suo sforzo, ma che impediscono di riferire con sicurezza a questo schema i molteplici episodi e le varie facies riconosciute da me nel settore. E' comunque notevole come già sulla base di quanto citato, sia possibile riferire alla "formazione trachitoide inferiore" il

magmatismo in esame, presentando tale formazione depositi continentali analoghi a quelli "di Ussana", nonché intercalazioni fluviolacustri come quelle osservate dal collega Roveri, al tetto.

La formazione citata è ascritta ad un generico Oligocene. Atzeni (1961)(3) pubblicava una schematica serie di informazioni che, pur nella loro genericità, costituiscono a tutt'oggi il più valido ausilio di cui mi sia potuto servire per l'identificazione corretta di questi prodotti del "ciclo magmatico preelveziano" degli AA. Dopo una rapida descrizione del complesso ed i riferimenti alla istituzione da parte del Della Marmora della denominazione di "Trachiti antiche", Atzeni puntualizza come sia improprio parlare di magmatismo preelveziano/oligocenico e postmiocenico, in quanto, come sarà a tempo debito esposto, frequenti e varie sono le manifestazioni vulcaniche inframioceniche. Per certo è confermata la datazione all'Oligocene per lo meno di buona parte dell'eruttivo "trachitico", e si nota come in alcune località si possa assistere a fitte intercalazioni con gli orizzonti basali del Miocene di una parte, la superiore, di tale complesso. Dell'attribuzione alle "trachiti antiche" e di tutto ciò dà conferme Pecorini (1966) che ha studiato fenomeni analoghi lungo il Campidano meridionale. Ne consegue la ovvia collocazione nell'ambito del passaggio oligomiocenico del vulcanesimo "intercalato" nei depositi arenaceo conglomeratici "lacustri" in seno ai tufi, situazione questa tipica della zona immediatamente ad ovest della mia.

Una più accentuata erosione e la mancanza di un'asta fluviale di una certa importanza come quella testimoniata presso Nureci (vedi Tesi Roveri) ha impedito un instaurarsi di quelle manifestazioni intercalari, o ne ha cancellato traccia, nella mia zona. Ma la correlazione dei litotipi è assolutamente immediata, e quindi ascrivo al passaggio Oligocene/Miocene, o al Miocene inferiore pretrasgressivo, le trachiti che la carta del Servizio Geologico dubitativamente pone all'Oligocene medio. L'assenza di facies transizionali pretrasgressive come quelle documentate più ad ovest e a mio avviso da addebitarsi al dato paleogeografico/paleomorfologico: nella mia zona prevaleva l'erosione (il che ha creato appunto alcuni dei problemi che tra poco esporrò per le analogie della parte alta della formazione Cixerri con la formazione di Ussana, ponendo il dubbio se l'erosione della seconda potesse avere "scoperto" la prima, dubbio vanificato dal carattere postvulcanico del complesso di Ussana), in quella del collega Roveri la deposizione, nell'ambito di un probabile complesso

fluviodeltizio/transizionale ampiamente testimoniato ed in parte, come visto, correlabile con quanto sovrastante alle piroclastiti nella mia area. L'ascrivere all'Aquitaniano inferiore il complesso clastico riferito alla formazione di Ussana riporterebbe entro l'Oligocene gli episodi trachitici citati: in questo senso l'incertezza riscontrata nel datare il primo si riflette sui secondi; per certo nella mia zona, in cui si assiste ad un semplice appoggio del complesso clastico sulle vulcaniti, senza dubbio erose, una datazione assoluta risolverebbe solo a meta il problema, ben meglio affrontabile presso Nureci (tesi Roveri).

E' da notare come quanto esposto costituisca un significativo miglioramento rispetto alla datazione comunemente citata ed accettata dalla gran parte degli AA., che descrive le Trachiti s.l. come "postoligoceniche medie-pre-'elveziane'", nonché una conferma di quanto indotto in via preliminare da alcuni studiosi. Già Vardabasso (1962) nota come le trachiti antiche non siano esclusivamente oligoceniche, e come difficilmente databili siano i depositi lacustri intercalati nel complesso vulcanico: propone la distinzione di due fasi deposizionali, la prima legata a depositi transizionali con tufi intercalati, seguiti da una prevalenza di depositi come i primi senza i tufi ("cessazione" dell'attività vulcanica seguita dall'ingressione marina), questi ultimi probabilmente corrispondenti ai "sabbioni" di cui tra breve. Al tutto soggiace un "lacustre" arenaceo senz'altro identificabile nella formazione "del Cixerri" come anche probabilmente il "lacustre" intercalare. Quello successive alle tufiti e ai tufi pare invece configurare la formazione di Ussana. La distinzione di tali fasi deposizionali e stata ripresa anche da altri AA., e, per quanto puntuale e approfondita non risolve minimamente il problema della datazione. Interessante e comunque l'insieme di possibilità offerte da una ricostruzione a sfondo macrotettonico più generale, come quella proposta da Cherchi (1982)(10) e già citata, che anzi si e avvalsa di episodi come quelli della zona per puntualizzare alcuni aspetti della tettonica del rift oligomiocenico. Accontentandoci quindi della datazione Oligocene terminale/Aquitaniano inf. pretrasgressivo (benché in talune parti del meridione della Marmilla la trasgressione sia ascrivibile all'Oligocene superiore, in questa zona essa è senz'altro aquitaniana (Cherchi, 1968)), passiamo alla descrizione di affioramenti e litologie.

Nel settore nord dell'area studiata affiora un complesso, purtroppo di potenza non valutabile, costituito da cineriti, ignimbriti e lave, con prevalenza di prodotti tufacei molto fini, e con le lave intercalate nelle cineriti. II complesso si

organizza su di alcuni rilievi cupoliformi interessati dai fronti di alcune cave: poco fuori zona sono visibili i condotti di adduzione: l'attività, come visto prevalentemente esplosiva, ha ovviamente ampiamente sbrecciato lungo il condotto i sottostanti calcari triassici, anch'essi oggetto di escavazione, sempre poco ad ovest del miei limiti occidentali. II complesso effusivo/esplosivo giace appoggiato sopra i calcari del Muschelkalk e sotto la formazione di Ussana, senza peculiarità evidenti. La distinzione delle litofacies non è immediata: solo la presenza delle lave e osservabile senza difficoltà, mentre la distinzione tra tufi e ignimbriti non è del tutto agevole. Le ignimbriti (in bancate cartografabili) ed i tufi, a tratti assai poco coerenti, sono ampiamente tafonati ed erosi. Porzioni scoriacee e frammenti tufacei giacciono senza regolarità su tutta la superficie dell'affioramento. A tratti si assiste ad una fine brecciazione del tutto. Le lave, fessurate ma assai competenti, affioranti nelle cineriti presso le Case Tamadili, si configurano come lembi residui di una colata evidentemente anteriore alla gran parte del complesso, mentre le ignimbriti, in bancate coerenti, sono estese soprattutto ad ovest della mia area (alcune elementari induzioni vulcanologiche che saranno esposte nel capitolo "Storia Geologica"). II loro spessore è dell'ordine del metro: per ciò che concerne l'area da me studiata, non si assiste, per l'interposizione tra ignimbriti e substrato delle cineriti, ad una fossilizzazione della morfologia. L'evidente consistenza volumetrica dell'affioramento qualifica, con la presenza dei condotti, la zona come centro effusivo ed esplosivo. E' notevole, sul 100.000 del Servizio Geologico, l'allinearsi delle effusioni secondo gli assi Nord-Sud e NW-SE. Restando in zona è comunque evidente la presenza di una decisa fase di erosione, della quale hanno peraltro risentito anche vulcaniti affioranti più ad ovest nell'ambito di una successione che li comprende. Tali osservazioni ribadiscono comunque la presenza di un gradiente morfologico che vede basse quote e deposizione prevalere verso sud.

L'esame micropetrografico di litofacies in prevalenza cineritico-tufacee, con vetro dominante, non ha consentito di puntualizzare dal punto di vista classificativo la collocazione delle vulcaniti, e d'altronde un esame diffrattometrico o altri test specialistici esulavano dalle competenze propostemi dalla natura del lavoro. Peraltro, nel breve riepilogo seguente del risultato dell'esame delle sezioni sottili più significative sarà possibile notare una conferma del chimismo trachitico s.l. del complesso. Per quanto presentasse

leggere tracce di argillificazione, il tufo della zona di Nureci presentava una netta prevalenza di cristallini euedrali di K-feldspato geminati secondo la regola albite-periclino tipica del Microclino. La pasta di fondo non è risultata del tutto vetrosa, contenendo anche plaghette micro-cristalline. I fenocristalli non superavano i 2 mm. Tra i campioni piroclastici predominano paste di fondo a struttura perlitica in cui spiccano isolati piccoli cristalli talora euedrali di K-feldspato, plagioclasi e quarzo brecciato e riassorbito, con talora notevoli presenze di frustoli carboniosi. Frequenti cloritizzazioni nei campioni più alterati, notevole la presenza di minerali accessori frequentemente euedrali ma non classificati per il carattere puramente indicativo che nelle mie intenzioni l'esame presentava. Glomeroclasti dati da porzioni di quarzo fittamente compenetrante e quarzo riassorbito sono risultati una costante per molti campioni raccolti presso le cave riferibili probabilmente ad ignimbriti. Presso le case Tamadili è stato raccolto un campione di lava decisamente colorata in rosso, che è risultato consistere in una pasta di fondo illeggibile per devetrificazioni ed alterazioni, K-feldspato idiomorfo non abbondante, prevalenza di plagioclasi tra i fenocristalli, struttura vetrofirica senza forti fluitazioni evidenti. Una litologia con plaghette ignimbritiche, peraltro comprese in una pasta di fondo vetrosa, dove giacevano in apparenza di ciottolini, accompagnate da cristalli subedrali di Qz e cristalloclasti vari di feldspati, si è rivelata come una ignimbrite a struttura clastica con porzioni eutaxitiche, ed ha costituito un caso isolato, la distinzione mesoscopica delle ignimbriti (a parte il dato morfologico delle bancate) si è dunque rivelata talora ardua.

Ritengo però di potere classificare come prevalentemente ignimbritiche le litologie in bancate sopra le lave, e prevalentemente cineritico-tufacee quelle che le comprendono. Evidente invece la variazione di proprietà meccaniche e di colore tra le ignimbriti e le lave e le cineriti, risultate facilmente distinguibili anche per i caratteri giaciturali delle litologie citate.

Risulta peraltro impossibile riconoscere come trachitico in senso stretto il chimismo dei campioni descritti: ma ricordo che sotto il nome di trachiti (denominazione da alcuni sostituita semplicemente con quella di "complesso piroclastico/ignimbritico", invero assai più appropriata) la letteratura comprende (per ciò che concerne il vulcanesimo terziario sardo) le vulcaniti (siano esse piroclastiche o no) a carattere liparitico/trachiandesitico/trachidacitico in opposizione ai chimismi più andesitoidi che si organizzano in litologie con

assoluta dominanza di plagioclasi (tipicamente andesiti ipocristalline) o in facies andesitica in manifestazioni analoghe e anzi in parte corrispondenti per età e significato a quelle sinora descritte (ad esempio quelle della valle del Cixerri). Ha fatto fede dunque l'autorità libresca nella quasi totalità del casi: peraltro almeno un campione, il primo descritto, non ha posto dubbi sulla sua ascrizione al chimismo trachitico, nel senso più stretto del termine.

Nessuno dei campioni raccolti ha presentato tracce di micro o macrofauna. Quanto alle novità emerse, esse traspaiono già dal testo e consistono soprattutto nel fatto che tale zona e stata poco studiata anche da questo punto di vista. Pur sapendo di deludere chi si aspetti una trattazione più approfondita dal punto di vista petrogenetico, ricordo che, non essendo questo uno studio specialistico, non ho avuto necessità, per inquadrare la formazione nel contesto geologico della zona, di più dati di quelli che ho esposto, e che, se solo tale necessità si fosse presentata, sarebbe stata mia cura farmi carico dell'ulteriore dettaglio richiesto.

3B5. II complesso dei "sabbioni"

E' immediatamente evidente, già dalla scelta del nome "di campagna" del complesso che mi avvio a descrivere, la necessità che mi si è presentata di convenzionalizzare in via approssimativa un complesso litologico in realtà molto vario e il cui contesto strutturale (10) sarà esposto nel capitolo "Storia Geologica". Esso affiora con una potenza non valutabile (come anche le formazioni viste sinora) in un'ampia area del settore settentrionale dell'area studiata, costituendo una fascia grossolanamente bordante a nord il Miocene trasgressivo che la ricopre. I primi problemi emergono già all'atto di fornire una definizione sintetica delle litologie che costituiscono questa formazione: si può solo dire che essa ha carattere clastico, di dominio continentale a carattere decisamente littorale verso sud. La caratteristica presenza di sabbioni ossidati, incoerenti, a grana mediogrossa, non e niente più che un *leitmotiv* della formazione, che comprende anche corpi conglomeratici, almeno una probabile intercalazione piroclastica, ed una importante lente calcarea, subito sopra ai tufi, insomma una certa varietà di facies, che hanno reso difficile istituirne un limite superiore. Venendo appunto ai limiti, quello inferiore è dato dall'appoggio delle vulcaniti sui calcari triassici e sul granito delle litologie descritte tra breve,

appoggio mascherato da coperture recenti e da una accentuata suolificazione (nella generalità dei casi), ma presumibilmente, almeno per ciò che concerne il confine con i calcari, sarebbe più opportuno parlare di contatto tettonico, essendo il complesso paleozoico/triassico della zona stato assai probabilmente sollevato, come emerge da altre parti del lavoro. I limiti superiori sono rappresentati dalle varie facies delle formazioni della Marmilla/di Villagreca costituenti la base trasgressiva miocenica rappresentata da calciruditi e calcareniti, talora da calcari conglomeratici. Compresi all'interno dei dominanti sabbioni (ruditi fini incoerenti e arenarie grossolane ossidate incoerenti) sono alcuni episodi conglomeratici significativi di ambiente lagunare (ostreidi frequentemente rinvenuti al tetto di uno dei più significativi, che contiene anche valve disarticolate amalgamate al suo interno, nonché numerose incrostazioni da parte di vermi del genere *Serpula*. I ciottoli costituenti i conglomerati sono stati con chiara evidenza rielaborati a partire dal complesso calcareo, essendo in maggioranza calcarei oppure selciosi e solo raramente scistosi. Sottostante agli strati descritti sinora appare un conglomerato più fine colorato in verde a probabile contenuto piroclastico ridotto a patine di alterazione.

Rimanendo sulle litologie più grossolane ascrivo a questa formazione anche il complesso conglomeratico eterometrico e ben arrotondato (da grossi massi fino a piccoli ciottoli) discordante ed erodente sul granito ed 11 calcare lungo la direttrice Genoni-Nureci, le cui parti fini risultano variamente comprese in litologie ruditiche e arenacee incoerenti, mentre le grossolane si organizzano senza matrice a diretto contatto coi calcari. Dopo avere inizialmente ipotizzato che esso costituisse un conglomerato di falesia, mi limito ora a notare semplicemente come esso sottolinei, sino dall'Oligomiocene, il proporsi del blocco graniti/calcari come un "alto" con elevata energia di rilievo, bordato da facies clastiche fluitate più che da una semplice falda detritica.

Una lente di calcare detritico organogeno, rivelatosi allo esame in sezione sottile una biosparrudite lievemente oolitica, mostra come si siano instaurate, ben prima degli analoghi episodi aquitaniani, affioranti più a sud e più in alto di circa 40 m, condizioni favorevoli alla sedimentazione di corpi carbonatici di mare molto basso. Essa si trova a diretto contatto con le vulcaniti e forse testimonia un momento in cui l'energia di rilievo in quel piccolo settore non era sufficiente ad avviare il processo clastico con la potenza che esso avrebbe di lì a poco assunto.

Lungo la strada tra Genoni e Nureci (più verso Genoni) appare invece una interessante sezione del complesso (come la precedente rappresentata in colonnina stratigrafica) in probabile facies di laguna comunicante col mare o più semplicemente di ambiente littorale: essa consiste in un affioramento di una trentina di metri di spessore apparente di arenarie grossolane, in alternanza con frazioni più ruditiche contenenti numerosi resti fossili di echinoidi spiaggiati (tutti in posizione fisiologica, concentrati in livelli sottili o addirittura grossolanamente embriciati), lamellibranchi con cirripedi, questi fossili concentrati nella metà inferiore del banco, ove giacciono sparsi resti vegetali, ciottoli centimetrici, modelli deformati in particolare di gasteropodi (*Turritella*) e di altri molluschi, e che è complessivamente ossidato presentando un diffuso colore ruggine.

Nell'ambito di questo affioramento è presente un livello decimetrico colore verde intenso, come i conglomerati ricordati poc'anzi, in cui si nota la concentrazione di modelli interni ossidati e deformati come quelli già citati e la presenza di piritizzazioni a piccola scala. Se gli strati conglomeratici citati all'inizio paiono costituire una facies bordiera, apparendo in estrema prossimità dei calcari (benché il conglomerato "verde" riappaia alla quota 364 presso la Funtana Zinnigas, quindi ben più ad est, qui costituito in assoluta prevalenza da ciottoli delle vicine vulcaniti) pare evidente che i sabbioni, anche per la maggior concentrazione e varietà di fossili, rappresentino una facies più "distale", più francamente littorale, il che identificherebbe per il bacino di deposizione un trend di approfondimento verso sud (dato reso evidente anche dal procedere dei depositi miocenici di trasgressione), ciò in virtù dell'elevarsi, a nord ed a ovest, del basamento paleozoico secondo i trends tettonici evidenziati già per il complesso calcareo. Il "promontorio" granitico/calcareo di Monte Maiore/Monte Fogu e, più a nord dell'area di tesi, il complesso degli Scisti verdi, costituivano evidentemente degli "alti strutturali" nel senso più ampio del termine, o comunque ad essere depresso era il fondo del nostro bacino "dei sabbioni" in cui le litologie più antiche venivano erose e trasportate (vedi anche capitolo "nuovi dati strutturali"). A questo proposito è ovvio constatare la penecontemporaneità di una parte del vulcanesimo (che si articola in un quadro estremamente complesso per il Terziario sardo) con la deposizione del complesso clastico che sto tentando di descrivere: l'intercalarsi fuori zona di litologia analoghe nei tufi ed il ricorrere nei sedimenti descritti del colore verde

proprio dell'alterazione di alcune delle piroclastiti più diffuse in zona valgono a riprovarlo. Insistere in una descrizione alla scala dei diversi affioramenti, comunque, varrebbe solo a disperdere gli sforzi: nei complesso la formazione detta "dei sabbioni" risulta deposta in un ambiente di transizione di esigua profondità, con un probabile gradiente di profondità verso sud o sudest, posteriormente ed in concomitanza con alcuni degli episodi vulcanici il cui inquadramento è stato oggetto del precedente capitolo. L'alternanza granulometrica di ruditi, arenarie grossolane e conglomerati attesta di una discreta energia di rilievo nella parte emersa del continente e di uno smantellamento dei rilievi calcarei e vulcanici, quelli granitico-scistosi essendo già peneplanizzati.

Tutta una serie di dati ambientali qui fugacemente proposti saranno ripresi in uno schema articolato nei capitolo sulla storia geologica della regione comprendente l'area in esame. La microfauna è risultata assente dai campioni raccolti, benché una più attenta campionatura possa forse fornire qualche esemplare. Tra gli elementi della macrofauna sono stati notati in prime istanza echinodermi dei generi *Scutella*, *Clipeaster* ed altri, decisamente ben conservati considerato lo stato di ossidazione diagenetica dei sabbioni che ha compromesso la qualità dei pur numerosi resti di molluschi, gasteropodi e lamellibranchi, proprio per questo difficilmente classificabili. Ricordo la significativa presenza di esemplari di Ostreidi: più della mancanza di tempo, a prevenire una più accurata classificazione degli esemplari raccolti è stata la consapevolezza dell'ampia distribuzione stratigrafica delle specie riscontrate. Proprio al riguardo della datazione sono emersi molteplici problemi. Mi sono trovato infatti alle prese con una formazione non riconosciuta dalla cartografia del Servizio Geologico: ulteriori ricerche mi hanno mostrato come questo tipo di terreni sia una pietra della discordia da questo punto di vista, e per l'assenza apparente di microfaune e per la mancanza di datazioni assolute delle vulcaniti di cui tra breve. Costretto dunque a procedere per analogia, alla luce di diverse considerazioni propongo quanto segue: sulla base di alcuni caratteri dei rapporti con le vulcaniti e di alcune peculiarità litologiche sono stato a lungo tentato di ascrivere il complesso clastico alla formazione oligocenica delle "Arenarie sterili del Cixerri", affioranti al bordo occidentale del Campidano in un complesso fluviolacustre con tipiche intercalazioni vulcaniche. Peraltro alcuni dettagli, proprio litologici, ed il collocarsi del vulcanesimo coinvolgente questa

formazione in un ambito composizionale nettamente andesitico, differente da quello riconoscibile in zona (pur nella strettissima analogia vulcanologica e di significato tettonico), mi hanno posto dei dubbi. Precedente alla trasgressione miocenica e posteriore al vulcanesimo, soprattutto piroclastico, del complesso trachitico, posteriore ai calcari triassici: questi gli unici rapporti stratigrafici, invero non significativi, a mia disposizione per un tentativo di datazione, e di questo problema si è riflesso anche sulle vulcaniti stesse. Peraltro in una interessante pubblicazione di G. Pecorini ed A. Pomesano Cherchi (1969) (37) è proposta l'istituzione di una formazione, peraltro recentemente (1982) meglio definita e riconosciuta in zona da A. Cherchi, detta "di Ussana", alcuni dei cui caratteri paiono attagliarsi a quanto da me osservato: complesso clastico in facies continentale, a prevalenza arenacea, da fluviolacustre a lagunare (con tutta una varietà di facies transizionali di recente ad esso ascritte), posteriore al vulcanesimo andesitico/trachiandesitico, ricca in arenarie piritose conglomeratiche ad Ostree, piccoli Ceritidi e microfossili mal conservati, con anche facies decisamente fossilifere a molluschi lagunari e resti vegetali lignitizzati. Già questi dati, considerando le inevitabili eteropie su una distanza in linea d'aria dell'ordine dei 30 km (Ussana e a S.E. della zona di tesi), basterebbero a mio avviso a suffragare questa attribuzione, giustificata dal fatto che tale formazione soggiace immediatamente al Miocene trasgressivo (corrispondente presso Ussana a marne aquitaniane) e sovrasta a quella del Cixerri (peraltro ampiamente riconosciuta nel sud della Marmilla dalla letteratura (Cerchi, 1971), talora senza la interposizione di vulcaniti, soggette, come ampiamente riprovato per il complesso andesitico/trachiandesitico di quei luoghi, ad una intensa fase di erosione subaerea. La datazione del complesso che descrivo, nella mia zona come altrove, è comunque problematica. Le formazioni di Ussana e del Cixerri, tipica della parte settentrionale della sponda occidentale del Campidano, sono assai analoghe dal punto di vista litologico, e la complessità dei rapporti della seconda con il vulcanesimo andesitico ha meritato un grande numero di studi. Ricordiamo comunque che le prime microfaune sovrastanti alla formazione di Ussana sono aquitaniane, e che dunque tale formazione, spesso distinguibile da quella del Cixerri solo perché posteriore alle andesiti, è probabilmente della parte alta dell'Oligocene, sovrastando a quella oligocenica del Cixerri (secondo vari Autori)(6): su questo problema sarà opportuno tornare; l'unica alternativa possibile, in mancanza di

datazioni delle vulcaniti, e di riferire all'Aquitaniano inferiore il complesso "del sabbioni"; questa ipotesi troverebbe riscontro nel sottostare delle facies presenti nella zona di Tesi di Roveri in discreta continuità coi conglomerati trasgressivi.

Resta comunque da dire che è accettata per la Marmilla un'età piuttosto antica, rispetto alla media del bordo campidanese, per la trasgressione miocenica: localmente (presso Ales) è segnata da marne cattiane, ma per certo i conglomerati bordieri sono in massima parte aquitaniani (ove per conglomerati si legga, specie per ciò che concerne la mia zona, calciruditi/calcari detritici). L'attribuzione delle vulcaniti trachitiche all'Oligocene conferma l'età del complesso continentale appunto ad un Aquitaniano inferiore o, al limite, ad un Oligocene superiore (Cattiano).

E' inevitabile notare come, benché riconosciuta preliminarmente da alcuni studiosi (6, 15), la presenza del complesso transizionale/continentale clastico nell'area studiata non sia stata, a quanto ne so, oggetto di alcuno studio; quindi già il riconoscimento in zona della formazione "del sabbioni" (corrispondente dunque a quella di Ussana o assai meno probabilmente eteropica di quella del Cixerri) e la sua rappresentazione cartografica costituiscono una novità ed il frutto di una ricerca senza la sicurezza di "appoggi libreschi" alle spalle.

E' infine doveroso notare come, ad ovest del Monte Maiore, nell'area di tesi del collega Roveri, il complesso clastico continentale si presenti in facies fluviolacustre e soprattutto con tufi o tufiti intercalate in modo tale da permettere una connessione ben più stretta tra vulcanesimo e complesso sedimentario di quando non sia inducibile nella mia zona. Le facies colà rappresentate, notevolmente simili a quelle di Castelsardo (Maxia & Pecorini, 1969), puntualizzano il collocarsi del vulcanesimo nelle fasi "prelacustre", "lacustre" e "postlacustre" da tempo distinte dagli AA. (21, 16, 30), e corroborano tutta una serie di induzioni paleogeografiche impossibili, o deboli, sulla base di quanto ho potuto osservare nella mia area. Proprio questo fatto, unitamente a variazioni di facies come quelle citate, mi impediscono di proporre una strettissima correlazione fra le due zone di tesi, in cui peraltro, specialmente a sud della strada che da Genoni porta ad ovest verso Nureci, il complesso clastico, ove più francamente littorale, risulta costituire una unità continua. A titolo di cronaca si nota che gli Autori, comunque, hanno identificato

sia come "Formazione del Cixerri" che come "Formazione di Ussana" il complesso clastico ora descritto, in accenni sintetici, comunque non approfonditi, sui terreni su cui poggia il Miocene trasgressivo in zona. A. Cherchi ad esempio nel 1971 usa la prima denominazione e nel più esauriente lavoro del 1982 la seconda.

3B6. II Miocene marino

Nell'accingermi a descrivere il complesso miocenico marino devo necessariamente premettere che l'estrema estensione della sua area di affioramento ha comportato il fatto che, nel suo ambito, sono state riconosciute, oltre a varie formazioni, anche tutta una serie di fenomeni (sedimentari, vulcanici, termometamorfici), la pretesa di esaurire i quali porterebbe ad un lavoro immane, e richiederebbe studi di estremo dettaglio: si comprenderà dunque perché mi limiterò a descrivere, riferendo in proposito alla bibliografia, la maggior parte del fenomeni citati. Iniziando dunque con una sommaria descrizione di quanto osservato, cercherò subito dopo di esporre i motivi di interesse con maggiore dettaglio.

Affioramenti riferibili al Miocene trasgressivo e marino, i cui sedimenti occupano circa il 50% della superficie della zona studiata, sono particolarmente concentrati sulle pendici della Giara, le cui colate basaltiche come prevedibile hanno prevenuto una erosione troppo accentuata, in particolare sul versante volto a sud; inoltre nella zona di Genoni si hanno buone esposizioni dei corpi trasgressivi. II Monte S. Antine, rappresentando una porzione più vicina alla paleolinea di costa (dunque a batimetria inferiore) e comunque più sollevata rispetto al complesso della Giara, vuoi per il minor spessore originario dei depositi, vuoi per l'erosione più avanzata, mostra una successione marina assai meno potente di quella della Giara, e ben probabilmente condensata rispetto ad essa, specie per le facies pelagiche, mentre quelle littorali/trasgressive sono osservabili qui soltanto.

Le litologie, che saranno tra poco ascritte a formazioni riconosciute dalla letteratura, comprendono un complesso calciruditico/calcareo organogeno con anche calcareniti assai compatte, passante verso l'alto ad una successione marnosa (marne arenacee) con intercalati arenacei. Nell'ambito del complesso marnoso-arenaceo, parzialmente termometamorfosato al contatto con le

effusioni basaltiche della Giara, appaiono con distribuzione non regolare strati (più probabilmente lenti) di calcari detritico/organogeni a *Litothamnium spp.*, livelli tufacei e banchi tufaceo/pomicei anche di importante consistenza, nonché altre poco probabili testimonianze di un vulcanesimo inframiocenico (un potenziale diatrema basaltico che sarà descritto, male interpretato in passato). Alcune note di rilievo includono la presenza di successioni marnoso/arenacee nel senso classico del termine, legate ad apporti torbiditici a piccola scala, e, nella parte bassa della successione osservata a sud, un aumento del contenuto argilloso delle marne dominanti.

Dal punto di vista dei rapporti con le altre formazioni, il Miocene trasgredisce sui terreni della formazione di Ussana in facies continentali e transizionali con un passaggio assai più brusco che non ad ovest (Tesi Roveri) della mia zona, nell'ambito della quale si nota, a est di Genoni, una meno accentuata differenza tra i depositi pre e post trasgressivi. Intendo ricordare, cioè, come, laddove abbiano più esteso sviluppo le facies francamente transizionali/littorali, lo "stacco" litologico e morfologico con le facies trasgressive sia meno brusco rispetto, ad esempio, al settore a nord del monte S. Antine, in cui la trasgressione avviene su depositi più francamente continentali, probabilmente fluviolacustri. La relativa continuità "pre e post trasgressione" risulta accentuata nella zona ad ovest della mia, già meno notevole ad est di Genoni, del tutto assente invece a nord: tutto ciò è la conseguenza del trend di approfondimento del bacino miocenico verso sud, nonché delle irregolarità della linea di costa fornite dal blocco paleozoico/triassico che spiccava come un promontorio e che non è stato coperto, almeno in un primo momento, dalla trasgressione.

Superiormente, il complesso miocenico è coperto dai basalti delle Giare, il cui detrito lo ricopre abbondantemente. Notevole, ad ovest della mia area, la presenza di un lembetto di Pliocene conglomeratico/argilloso rilevato dal collega Roveri. I caratteri genetico-ambientali, che tra poco saranno discussi formazione per formazione, vedono la trasgressione affermarsi attraverso facies di mare basso, ed una dominanza di ambienti più profondi e distali verso sud, dove anzi pare accertata da alcune letture di paleocorrente una provenienza da nord di depositi clastici a tratti grossolani. Tutto il complesso è comunque francamente marino, di età che vanno dall'Aquitaniano al Langhiano sommitale (zona ad *Orbulina suturalis*). Le attribuzioni al Langhiano di buona parte della

successione sottostante alla Giara sono state confermate dall'esame dei pochissimi campioni raccolti a tal fine, la cui scarsità si spiega considerando che, dal punto di vista biostratigrafico, il settore è stato discretamente studiato. Per ciò che concerne la macrofauna, sono stati raccolti echinidi e lamellibranchi (*Ostrea spp.*) peraltro risultati distribuiti in modo poco significativo anche dal punto di vista paleoecologico.

La molteplicità di litotipi ed il carattere delle intercalazioni sono evidenti nelle colonnine stratigrafiche allegate alla tesi; tali elaborazioni grafiche, oltre a risparmiarmi di descrivere troppi affioramenti, consentono di capacitarsi meglio di alcuni rapporti di non immediata descrizione "letteraria". Non essendo la campionatura stata particolarmente fitta, anche per la monotonia della gran parte del complesso sedimentario, le colonnine non sono correlate dal punto di vista biostratigrafico, ma, solo ove possibile, tramite "orizzonti-guida" di particolare rilievo. Le rappresentazioni fornite coprono i lati sud ed est della Giara, nonché le prossimità di Genoni, tutti i luoghi dunque sede degli affioramenti più significativi.

Per un lungo periodo mi e stato difficile trovare, nella letteratura, un accenno alla suddivisione in formazioni del complesso miocenico. Fortunatamente ho rintracciato alcuni articoli di A. Cherchi e di G. Pecorini (1969-1971) (7, 37) che hanno ovviato alle carenze sino ad allora presenti nella letteratura.

Vediamo dunque in che modo la successione osservata si rispecchi nelle formazioni canonizzate dalla letteratura. I corpi trasgressivi si articolano sulle seguenti litologie (tra parentesi gli spessori in metri) sovrastanti ai "sabbioni" ossidati della "formazione di Ussana" (il cui limite superiore risulta in ogni caso, al contatto con le trasgressioni, difficile da definire, e viene convenzionalmente posto in corrispondenza delle basi erosive corrispondenti alle unità più o meno coerenti a carattere trasgressivo). Dal basso all'alto, sono descritti i diversi affioramenti:

- Conglomerato eterometrico a bioclasti (2), Ruditi ed arenarie sporche (2-4). Calcarenite compatta con base erosiva (.5), Calcirudite fine compatta con variazioni interne di cementazione (5 visibili) passante verso l'alto a Calcarenite compatta (15 m) = Zona Funtana Silvirui.
- Conglomerato con base canalizzata, da piccoli massi a grossi ciottoli, specialmente Quarzo e Scisti, in matrice sabbiosa (.5), Arenaria

grossolana con radi ciottoli, poco cementata (1.5), Sottile episodio conglomeratico a ciottoli quarzosi e cemento calcareo (.2), Arenaria sottile, pelitica e poco coerente a seguire (spessore indeterminabile) = Zona Nuraghe Domu 'e Biriu.

- Biocalcirudite verdastra a abbondantissimi biosomi (Gasteropodi, Lamellibranchi) prevalentemente orizzontali e bioclasti, assai cristallino (2), Calcare ruditico-conglomeratico bioclastico a Turritelle (2) = Zona sa Poia Manna.
- Conglomerato a base erosiva e matrice sabbiosa, eterometrico (.5), Arenaria media con frazione ruditica circa al 10%, sfumata in fine verso l'alto e con passaggi netti a porzioni più grossolane (3), Alternanza arenarie a cemento calcareo con bioclasti, mediogrosse, con arenarie calcaree più marnose (indet.), banco arenaceo poco cementato con ciottolini sparsi e talora radunati in lettini e nastri, a tratti più cementato e pelitico (20), banco calcareo a intraclasti talora distinguibile in due membri (2) = Zona Duidduru-Scala 'e Quaddaris.

Compendiando quanto osservato, si nota come la trasgressione si articoli solo marginalmente su di un conglomerato basale a ciottoli paleozoici, dello spessore dell'ordine di un metro, o due metri laddove una componente bioclastica si sovrapponga, cui seguono un complesso arenaceo/ruditico eventualmente passante a francamente calcarenitico e compatto (ordine di grandezza dello spessore di queste facies arenaceo/calcarenitiche sui 20 metri), e poi calcari ad intraclasti in bancate dell'ordine del metro e mezzo che peraltro in alcuni punti sembrano costituire la base della trasgressione, caso nel quale la loro componente conglomeratica è significativa, per lo meno basalmente.

In conclusione, come già notato da molti, varie facies si sovrappongono senza regolarità apparente, con pinch-outs, e trends difficilmente leggibili (benché forse sia possibile parlare di maggiore importanza delle facies conglomeratiche e clastiche a nord e ad ovest, opposta ad una più significativa presenza di corpi carbonatici a sud e ad est, il che conferma una configurazione morfologica già ipotizzata (bacino che degrada verso sud e anche verso est, essendo ad ovest il blocco calcareo-granitico emerso).

Venendo dunque alle formazioni, quelle istituite a tutto il 1971 (Cherchi, (7)), e già nell'articolo citato proposte come eteropiche in vario grado,

che interessano la trasgressione nella Marmilla settentrionale sono: la formazione "della Marmilla" (ben sviluppata a sud della zona studiata), a litologie prevalentemente arenacee ed anche ruditico/conglomeratiche (come ad esempio quelle riconosciute più o meno fino a quota 250 sul versante meridionale della Giara) e i "Calcari di Villagreca", bioermali, in rapporto di eteropia con la formazione della Marmilla.

E' facile notare come, se di eteropia, come pare ovvio, si tratti, essa si sviluppi proprio nell'area studiata: nell'Aquitaniano (età riconosciuta per tutte e due le formazioni benché alcune facies ad esse legate si protraggano ben entro il Burdigaliano) si assiste a reciproche interdigitazioni dei corpi calcarei e di quelli arenacei, con creazione di litologie intermedie (calcari clastici, calcareniti compatte), in giaciture complessivamente lenticolari. I calcari intraclastici riconosciuti quasi ovunque negli affioramenti descritti, che, lo ripeto, costituiscono la base del Miocene trasgressivo, per il loro contenuto in corpi algali (*Litothamnium*) sono riconducibili ad ambienti poco profondi (40 metri circa) e direttamente correlabili con quelli descritti per la zona di Isili e con tutta la dorsale calcarea che delimita il bordo orientale del Campidano, e senz'altro nella loro messa in posto ha avuto influenza anche un rimaneggiamento (vedi "Storia Geologica").

Nel rinviare alla bibliografia per una più convincente ed esaustiva esposizione dei caratteri biostratigrafici che hanno permesso la datazione aquitaniana del complesso, ricordo che già Comaschi-Caria (1958), riferendosi alla situazione di questo settore in relazione alla trasgressione miocenica, parlava di una vera e propria alternanza di facies e dell'impossibilità di correlare gli affioramenti del settore su base puramente litologica. Inutile constatare come questo "spezzettamento" dei litotipi in giaciture assai localizzate indichi, insieme ad irregolarità morfologiche del fondo del bacino, irregolarità eustatiche nel corso della trasgressione: essa, è utile ricordarlo, era un fatto compiuto poco a sudovest dell'area in esame già nell'Oligocene terminale (Marne di Ales sottostanti alla formazione della Marmilla). La formazione che canonizza i caratteri del complesso marnoso-arenaceo sovrastante alle formazioni dei Calcari di Villagreca e della Marmilla, è quella delle "Marne di Gesturi" aquitaniano-langhiane, e, per la parte immediatamente sottostante al basalto, langhiana sommitale, quella delle "Argille di Fangario", formazioni entrambe marnoso-arenacee e marnoso-argillose. Ne consegue che ascrivo alla

Formazione della Marmilla (aquitaniana) le porzioni spiccatamente arenaceo/ruditiche riscontrabili nella parte bassa (fino alla successione delle pendici della Giara), e particolarmente evidenti a Sud. Tali litologie, irregolarmente distribuite per ciò che concerne la granulometria, non meritano particolare menzione proprio perché la loro irregolarità non le rende inquadrabili in un discorso organico. Emerge peraltro con una certa frequenza anche nell'ambito delle Marne di Gesturi la presenza di frazioni grossolane in corpi a forma di canale, ed in un caso e stata letta una paleocorrente (332°, da NNW) che sembra peraltro rispecchiare un trend piuttosto diffuso, che vede i trasporti di massa del tipo descritto provenire da nord ed inquadrarsi in corpi canalizzati anche ramificati, probabilmente di "middle-Fan". Interessanti anche le testimonianze di bioturbazione (piste di nutrizione e burrows) riscontrati, insieme a macro-fossili di Echinidi e di *Ostrea*, piuttosto di frequente soprattutto nel Miocene basale immediatamente post-trasgressivo. Infine la maggior presenza, fin verso quota 500, di litologie calcarenitiche e calciruditiche in senso lato nel settore est (zona di Gesturi e di Nuragus) è da addebitarsi ad un protrarsi nel tempo più prolungato in questo settore orientale di condizioni favorevoli ad una sedimentazione di questo tipo, associata certo allo sviluppo eteropico Formazione della Marmilla-Calcari di Villagreca (lo spessore del quali, già lo sappiamo, aumenta verso est, verso Isili), per cui anche tutta la Formazione delle marne di Gesturi, nel settore orientale, risente di apporti "calcarei" più consistenti come se verso est si assistesse ad un protrarsi nel Burdigaliano/Langhiano delle facies aquitaniane di mare basso. E non è che una lingua straordinariamente sviluppata verso ovest di queste facies a *Litothamnium* tipiche della fascia di eteropia Villagreca-Marmilla, quella costituente l'orizzonte principale dei calcari detritici organogeni "intercalati" nel Langhiano (6) fin verso Genuri (poco ad ovest della mia zona); più ad occidente scompaiono queste litologie, tipicamente "orientali" per lo meno nel loro massimo sviluppo. Ovviamente non ho potuto estendere tanto verso l'altro il limite superiore della Formazione della Marmilla, confinata biostratigraficamente all'Aquitaniano. Ed essendo essa distinguibile, in questo settore, solo su basi micropaleontologiche, per lo meno per la sua parte basale, ne consegue che i confini (cartografati con linea spezzata) **hanno un valore puramente relativo e convenzionale**, non risultando, all'atto pratico, seguibili sul terreno, e ciò vale sia a nord che a sud ed est.

II riconoscimento delle Marne di Gesturi e delle Argille di Fangario e ormai cosa scontata per tutta la letteratura recente, e dunque non è tale da essere discussa, basandosi su caratteri litologici monotoni e su un contenuto in microfaune fin troppo ampiamente studiato. In relazione a queste formazioni, costituenti una successione marina continue, è peraltro interessante notare tutta una serie di litologie intercalari piuttosto significative: esauriamo innanzitutto il discorso sui calcari a *Litothamnium*, biospariti a intraclasti presenti a vari livelli e già da tempo segnalate in letteratura sui versanti della Giara. Nessuno, e quantomeno io, è comunque stato in grado di rilevarne i caratteri giaciturali in modo esauriente. Particolare continuità pare avere almeno fin verso Genuri (NW di Setzu) un orizzonte di questo tipo situato nelle marne langhiane tra i 470 ed i 525 metri di quota, e seguibile sia sulle pendici del S. Antine (anzi, qui cartografato), sia su quelle della Giara: su queste ultime, e per la scala assai grande dell'affioramento, e per fatti tettonici, e soprattutto per la natura assai probabilmente lenticolare della loro giacitura, talo calcari non sono risultati sempre seguibili in modo coerente; si è comunque notato un trend di diminuzione di granulometria e spessore verso W. Alcuni livelli più significativi sono rappresentati nelle colonnine allegate verso est, comunque, specie in zona Bruncu Su Castiu, le litologie calcarenitiche/calcareo detritiche dominano su quelle marnose fin verso i 500 m. E' da notare, a carattere più generale, la presenza di corpi calcarenitici piuttosto compatti, ma rientranti nelle litologie consuete del complesso marnoso-arenaceo: tali orizzonti, irregolarmente seguibili, non sono neppure stati citati in quanto privi del significato ecologico proprio delle associazioni a *Litothamnium* che rivelano con tutta probabilità oscillazioni irregolari della profondità del bacino. E' opportuno descrivere in dettaglio alcune sezioni sottili di questi calcari detritico-organogeni, due appartenenti agli orizzonti "intercalari", per cui sono stati notati spessori locali anche di più di 2 metri, compresi nelle marne langhiane, gli altri al complesso basale "di Villagreca". Iniziando proprio dal corpo più consistente dal punto di vista dello spessore, che è anche il più continue ed affiora non molto sotto al basalto sul versante sud della Giara (sotto a Pranu Medau), esso si presenta come una biomicrudite a *Litothamnium*, Nummulitidae ed Orbitoidi, con dimensione millimetrica del corpi algali, immersi in micrite con porzioni spatitiche. Spostandoci a sud di Genoni, quindi assai più in basso, notiamo, esaminando un campione riferibile ad uno degli orizzonti "basali" del

tipo descritto, la costante presenza di Litotamni, tracce di Coralli sezionate, Amphisteginidae, addensamento basso come nel caso precedente, cavità riempite da spatite e clasti di dimensione maggiore che nel caso precedente. Questa Biosparrudite (analoga a quella lievemente oolitica osservata sulle vulcaniti nell'ambito della Formazione di Ussana) risulta dunque rappresentare una facies più prossimale che non quella più recente della biomicrudite intercalare affiorante a quota di circa 100 metri superiore, il che è d'altronde prevedibile, rappresentando quest'ultima un episodio "isolato" e non connesso ad un complesso carbonatico dell'estensione di quello immediatamente successivo alla trasgressione. Una biosparrudite raccolta presso il monte Equas e riferibile allo stesso orizzonte del campione citato per primo, ha mostrato una natura oolitica ed un contenuto in Foraminiferi planctonici assai più significativo di quanto non visibile nei calcari "trasgressivi". Peraltro la presenza di valve di conchiglia, oltreché dei consueti Litotamni e Briozoi, suggerisce come l'unica differenza sostanziale fra i calcari bassi "di Villagreca" e quelli "intercalati" nel complesso marnoso marino sia nella differente scala dei complessi e in una maggiore distalità del più recente. Interessante sarebbe la possibilità offerta di correlare l"'intercalato principale" delle pareti della Giara con una Biosparrudite a Litotamni con corpi rivestiti centimetrici presente a quota 480/510 intorno al monte S. Antine, anch'essa intercalata nelle marne e cartografata. Fidandosi della analogia petrografica, si giungerebbe a notare come l'erosione del monte S. Antine sia meno pronunciata di quella della Giara (in cui all'intercalare calcareo/organogeno sovrasta uno spessore di marne assai più esiguo prima dell'arrivo dei basalti), e al contempo la grana più grossolana presso Genoni riconfermerebbe i nostri trends di approfondimento e distalità verso la Giara. Tuttavia la correlazione risulta problematica per le quote di affioramento dei corpi calcarei. Essendo la Giara abbassata di 20 metri circa, rispetto al S. Antine, ne consegue che gli affioramenti calcarei attualmente a quote tra i 485 (nord di Gesturi) e i 525 (Tuili), e dunque riferibili a 545/505 metri nei confronti di Genoni, risultano troppo "alti" per essere riferiti allo stesso fenomeno, a meno di non ipotizzare un degradare verso nord delle batimetrie, ipotesi contraddetta dai fatti.

Esaurisco il discorso sulle facies calcaree "trasgressive" descrivendo una sezione definibile strettamente come tale: in zona "Sa Poia Manna" sono appunto calcari conglomeratici a segnare la trasgressione sulla formazione di

Ussana: come prevedibile risulta importante la frazione terrigena, con granuli di quarzo, feldispati e plagioclasi zonati: il fatto che taluni di essi siano euedrali suggerisce l'importante ipotesi di un perdurare dell'attività vulcanica nel corso della trasgressione, ipotesi che non trova elementi di contraddizione. Numerosi frammenti di gusci di molluschi in matrice micritica e qualche corpo algale completano il quadro di questo calcare detritico organogeno con apporti tufacei.

Non a caso ho concluso la trattazione dei "calcari" s.l. con un campione a contenuto piroclastico: la presenza di orizzonti o frazioni vulcanitiche e una costante di tutti i depositi terziari visti in zona. II luogo elettivo degli affioramenti più notevoli è la pendice sud della Giara, fonte come sempre di buone esposizioni. II fenomeno dell'intercalazione di tufi pomiceo-sanidinici nelle marne langhiane non è una novità (38): però fino ad ora non era stato sottolineato come una componente piroclastica sia assai diffusa a moltissimi livelli: in alcuni casi (come sa chi mi legge un esame in sezione sottile di una marna non fornisce elementi petrografici di giudizio molto significativi, agli ingrandimenti normalmente in uso) è stato impossibile accertare l'effettiva consistenza della percentuale tufacea (finissime cineriti vetrose) rispetto a quella marnosa. Alla scala dell'affioramento inoltre è stato spesso impossibile stabilire se avessimo a che fare con tufi o con marne tufacee, il che in particolare vale per orizzonti molto vicini al basalto. Una novità è anche costituita dall'elevato numero di orizzonti francamente tufaceo/cineritici riconosciuti, i più significativi ed i meglio determinati dei quali sono riportati in colonnina. L'intercalazione principale, poco sotto quella calcareo-detritica più importante, la segue costantemente sotto un interstrato arenaceo.

Descriviamo, anche per queste litologie, le più significative sezioni sottili. La dominanza di vetro con strutture perlitiche, e sferulitiche è risultata una costante per molti campioni, in cui piccolissimi fenocristalli di K-feldspato euedrale e quarzo riassorbito spiccavano sulla pasta di fondo. Taluni campioni sullo stesso cliché risultavano peraltro fossiliferi, con i biosomi ben più frequenti dei radi porfiroclasti. Notevole la prevalenza di organismi planctonici e la presenza di lamelle di mica cloritizzata nei campioni raccolti sotto Pranu Medau. Dal Monte Equas proviene una cinerite esattamente come la prima descritta, salvo che per la meno pronunciata devetrificazione (si ricorda che il monte Equas è un gigantesco blocco franato dopo avere subito metamorfismo di contatto ad opera del basalto). Salendo da Tuili e da Setzu verso la Giara sono

stati raccolti a varie quote numerosi campioni: presso i primi citati sono stati reperiti campioni strettamente analoghi, e fra la Costa Pillitus ed Is Tellas è stato raccolto un campione di un'arenaria a clasti euedrali o sbrecciati in matrice illeggibile per ossidazione, con anche glomeroclasti di quarzo che hanno concorso a farmela classificare come tufo esplosivo. Sopra Setzu è invece stata osservata una cinerite finissima con classiche strutture ad "Y" da devetrificazione, contenente piccoli clasti di calcite e foraminiferi planctonici. L'illeggibilità della pasta di fondo non ha permesso di definire esattamente la litologia di un campione ricco di microscopici cristalli di quarzo, assai probabilmente di nature marnosa. Senza perdersi in eccessivi dettagli, è da notare che il significato unico dei fenomeni descritti sta nel perdurare nell'Aquitaniano-Langhiano dell'attività vulcanica dei grossi centri esplosivi, come il Monte Arci, cui almeno uno degli episodi tufitici e senz'altro connesso (Atzeni, 1959). Pecorini (1969) non è alieno dal considerare il complesso tufaceo intercalate nelle marne come la testimonianza dell'ultimo periodo di attività del vulcanesimo delle "trachiti antiche". Pur avendo condotto uno studio specialistico sull'argomento, non è riuscito ad individuare con sicurezza un qualche trend granulometrico sufficiente per accertare la provenienza dei tufi in esame, benché la vicinanza del monte Arci proponga da sé stessa la soluzione (il monte Arci è stato attivo con continuità fino al vulcanesimo basaltico delle "Giare"). Supporre un perdurare dell'attività dei centri esplosivi direttamente a nord della Giara non è peraltro criticabile a priori: abbiamo visto infatti quanto ampia sia la superficie del complesso non coperta dalla Formazione di Ussana che dunque non segna con assoluta certezza il termine della loro attività, come anche talune intercalazioni al suo interne potrebbero testimoniare.

II vulcanesimo inframiocenico ha forse un'altra riprova presso Genoni: in tutta la Marmilla, oltre a ialoclastiti e Pillow-lave nell'ambito del settore sud della Formazione "della Marmilla", fuori zona, sono stati descritti diatremi basaltici simili al complesso osservabile al Cuccuru De Corongiu. Il corpo magmatico è costituito da due braccia approssimativamente orientate sudovest netto per il "filone" principale, nordest approssimativo per il "filone" secondario. Una breccia di esplosione ad elementi marnosi e calcarei (che come tutto il complesso è rappresentata in fotografia) nonché basaltici scoriacei circonda in forma subcircolare il corpo basaltico. La meccanica costruttiva dei piccoli complessi diatremici prevede, come intelligentemente rileva Atzeni

(1958), una estrema variabilità di caratteri: ne esistono di puramente lavici, di puramente tufacei, o di sole brecce, ma più comunemente dei tre elementi mischiati. Importanza decisiva ha comunque il carattere intrusive dell'atto finale, per lo meno per i diatremi di questa zona, la cui attività si può cosi riassumere: "perforazione iniziale" con formazione di cospicue quantità di brecce e loro deposizione (in ambiente marine poco profondo, in generale) delle medesime all'intorno; attività effusiva minima o nulla; ultima fase esclusivamente intrusiva con sollevamento, dislocazione e disidratazione di parte dei sedimenti; venuta a giorno, con l'erosione del complesso, del basalto cristallino intruso e delle brecce circostanti. Pur non avendo modo di datare con certezza il "diatrema", lo si potrebbe fare per analogia con quelli similissimi descritti e datati al Miocene (Langhiano-Aquitaniano) laddove è stato possibile osservarli ancora intercalati nei sedimenti. Ma non è questo il nostro caso: è interessante notare che ciò propone con la stessa autorità un'altra interpretazione del fenomeno, ovvero quella di considerare il complesso intrusivo/piroclastico descritto come il residuo di un condotto di adduzione del basalto della Giara, il che porterebbe la sua datazione ben entro il Pliocene.

Vediamo ora i punti favorevoli a tale ipotesi:

1. Nel Miocene circostante non sono intercalati prodotti esplosivi, neppure a breve distanza: la breccia è circoscritta alla immediata periferia del corpo basaltico, e ciò contrasta con la dinamica deposizionale dei diatremi incontrati in zona dagli AA.
2. La direzione di "intrusione" del basalto rispecchia direttrici notate per la Giara come preferenziali.
3. II basalto che compone il "diatrema" è perfettamente compatibile con le composizioni riscontrate per la Giara.
4. Sulla superficie della Giara e evidente, in un'area a forma di settore circolare, centrata presso il Cuccuru de Corongiu, un cambiamento di tono e la presenza di una colata apparentemente proveniente da tale centro (dalle foto aeree).

E' facile a questo punto ipotizzare che sulla verticale del complesso descritto, in origine, avesse sede una bocca effusiva secondaria, una delle poche di cui sia rimasta chiara testimonianza. Lo smantellamento del corpo lavico, in questo settore direttamente interessato dalla faglia che lo tronca bruscamente ad est, ha portato alla situazione attuale.

Non mi è difficile, dopo un accurato esame della copertura aerofotografica del settore, propendere per quest'ultima ipotesi, quella che vede questo affioramento basaltico come la sezione di un camino vulcanico circondato dalle proprie brecce di intrusione/esplosione. Non posso peraltro escludere a priori la prima, ma noto come, a questo punto, essa debba richiedere un certo numero di coincidenze per rimanere accettabile (vedi punti più sopra esposti). A riprova di quanto citato al punto 3, potrete confrontare nel capitolo successivo una sezione sottile di questo basalto e di quello della Giara.

Concludo la trattazione della serie miocenica riferendo del termometamorfismo della sua parte sommitale, al contatto con i basalti, fenomeno già notato a suo tempo da Lauro (1937) che ne parla più propriamente come di una "silicizzazione" delle marne, che assumono in effetti un aspetto cornubianitico. Gli orizzonti più alti, comprendenti marne e calcari organogeni, nonché calcareniti, sono stati in apparenza attraversati da convogli gassosi ad altissima temperature che procedevano preferenzialmente nelle litologie più grossolane, convolvendole con le marne che venivano ad assumere aspetto selcioso: il contatto, rarissimamente osservabile, mostra un'accentuata disidratazione ed alterazione (ossidazione) delle marne; il fenomeno della silicizzazione sembra peraltro ristretto a porzioni particolari del complesso; ad esso hanno forse contribuito direttrici microtettoniche, per certo esso ha richiesto la presenza di fluidi (acqua, vapore) di cui i magmi basaltici sono poveri; non è affatto escluso dunque che si tratti di un particolare fenomeno di interazione delle lave con le falde e microfalde acquifere (l'effusione è senz'altro subaerea e anzi, come vedremo, si inserisce su una morfologia ampiamente erosa). Alcune considerazioni relative al fenomeno saranno esposte nel capitolo successivo.

Numerose le novità emerse dallo studio del Miocene del settore: riassumendo, un inquadramento della sua base in formazioni non studiate in zona, il riconoscimento di altri episodi tufacei oltre a quelli già osservati da vari AA., l'inquadramento degli episodi bioermali intercalati nelle marne, l'osservazione del diatrema poco fa descritto, e le varie considerazioni sui fatti della trasgressione e sulle eteropie ed interdigitazioni basali; novità forse non assolute, ma mai inquadrate prima in un discorso organico riferito a quest'area.

3B7A. Il basalto della Giara

Per quanto strano possa sembrare, stando ai risultati delle mie ricerche bibliografiche, dopo lo studio di Lauro (1937)(27), nessuno studio approfondito sul complesso del plateau basaltico della Giara di Gesturi è stato portato a termine o comunque pubblicato. Incredibilmente, pare anche che il rilevamento aerofotogeologico della superficie basaltica costituisca una novità assoluta, benché le foto del settore siano disponibili da molti anni. E ciò e ancora più strano considerando il notevole numero di direttrici che si intersecano in zona, nonché le possibilità offerte da un attento studio di tale corpo effuso, che vanno dalla ricostruzione paleomorfologica del substrato a quella dell'evoluzione magmatica nel settore. Nella necessità di fornire una trattazione se non esauriente quantomeno organica dei problemi della "Giara", mi riferirò assai frequentemente (e rappresento in cartografia) anche alla parte della Giara rilevata dal collega Marco Roveri, per l'ovvio motivo di cogliere gli aspetti complessivi della situazione.

Numerosissimi saranno gli aspetti ripresi o svolti in altre parti del lavoro, e, più che descrivere le carte fornite, mi limiterò a rimandare ad esse trascurando di citare quanto appaia del tutto evidente ad un loro esame; in particolare alcuni degli aspetti tettonici e giaciturali del complesso basaltico sono trattati nel capitolo "tettonica" ed in un capitolo (storia geologica della zona) a cui ho già frequentemente rimandato per tutti gli aspetti complessivi relativi all'inquadramento.

Ricordo infine che il dettaglio delle analisi petrografiche al microscopio è stato il consueto, ovvero quello sufficiente a notare alcuni caratteri mineralogici fondamentali e la presenza di strutture "diagnostiche" particolarmente notevoli: manca, come sempre, la pretesa di avere esaurito il problema della puntuale classificazione petrografica dei campioni o quello, ben più arduo anche per gli specialisti, di un riferimento ad una serie magmatica definita tramite analisi di vario tipo.

La datazione del basalto della Giara (2.45 + .11 Ma) (Civetta, Com. Pers. ad A. Cherchi in (9)) colloca le effusioni nel Pliocene superiore (sedimenti pliocenici sottostanti al basalto appaiono fuori zona). Questo recente (1978) contributo consente di eliminare numerosi dubbi presenti in precedenza, essendo il basalto ritenuto da alcuni quaternario o del Pliocene inferiore. Quello della datazione assoluta e l'unico metodo affidabile per tentare di risolvere i

problemi della collocazione geocronologica del basalto, che non risulta in alcun punto ricoperto da sedimenti posteriori, anche perché probabilmente sollevato nei confronti delle aree circostanti (Atzeni, 1959). II basalto olivinico-augitico delle piattaforme ("Basalto delle Giare") affiora su tutta la superficie del Plateau detto Giara di Gesturi, nonché in alcuni lembi separati (Monte S. Antine, e, in zona tesi di M. Roveri), Nuraghe Giuerreddu/Giuerri Mannu). Le lave basaltiche, effuse in ambiente subaereo, si appoggiano sui sedimenti miocenici (ed in un caso già citato pliocenici) in apparente concordanza, termometamorfosando e disidratando le marne ed i calcari detritico-organogeni mioceniche, in parte coinvolte in fenomeni di idrotermalismo ricordati in precedenza. La messa in posto delle lave per colate successive è confermata dal riconoscimento di orli di colata sulla superficie della Giara, e di strutture caratteristiche (a corde e talora scoriacee) nelle sezioni offerte dalle scarpate dei bordi del Plateau. L'effusione non sembra potersi riferire ad un tipo fissurale nel senso più stretto del termine, nonostante la riconoscibilissima presenza di allineamenti tettonici ad influenzarne il corso, ma anche all'attività di una o più bocche vulcaniche organizzatesi a scudo lungo le "fessure" principali: questo problema merita qualche cenno in più; in letteratura ci si riferisce comunemente all'attività di vulcani a scudo, quando si parla della Giara, perpetuando in tal modo il parere espresso da Lauro (1937); egli ritenne di identificare, in modo in apparenza del tutto ovvio, due centri effusivi, ed in seguito esplosivi, nei monti Zeparedda e Zeppara Manna, e suffragò le sue osservazioni con dati geomorfologici e con l’osservazione di un concentrarsi nei pressi dei rilievi citati di porzioni scoriacee e proietti vulcanici. Nel corso dei nostri rilevamenti, né io, né il collega Roveri abbiamo scorto alcuna traccia di quanto osservato da Lauro, che peraltro si dedicò con maggiore attenzione alle ricerche di cui sopra. Comunque non ci sentiamo di condividere la sicurezza da lui mostrata, anche per il fatto che la copertura vegetale era, cinquant'anni fa, meno sviluppata su tutta la Giara, stando per lo meno a tutta una serie di osservazioni che egli poté compiere. Solo tramite l’esame di foto aeree sono stato in grado di confermare parte delle osservazioni di Lauro. E' comunque certo che un'attività di blandi scudi vulcanici o mista fissurale-a piccoli scudi, solo marginalmente esplosiva, abbia deposto in ambiente subaereo fino a 8 colate complessive (5 per zona ovest (Monte Zeppara Manna), più 3 colate per la zona est) dello spessore medio di 4/5 metri, su di un'ampia area, probabilmente a morfologia dolce già impostata, con

sottili veli di terrazzamenti alluvionali: quest'ultimo dato parrebbe confermato dall'osservazione, sopra Gesturi, di un livelletto di ciottoli organizzati in matrice suolificata subito sotto al basalto, le cui litologie calcareo/detritiche, arenacee e quarzose rivelavano un rimaneggiamento del complesso Terziario. II numero di colate, rilevato tutto intorno alla Giara, varia da tre a cinque, per spessori complessivi del basalto compresi tra i 10 ed i 30 metri. Un qualche influsso tettonico, particolarmente per il "gradino" centrale della Giara, si è sovrapposto ai fattori morfologici del substrato nel determinare zone di maggiore richiamo delle colate; benché misconosciuta da Lauro, la morfogenesi del rilievo preeffusivo e secondariamente la tettonica sin-effusiva sono a mio parere, e come del resto prevedibile in presenza di fenomeni tanto estesi, state attive seppure in modo assai blando, con rigetti piccoli o pressoché nulli. La natura degli allineamenti ripresi o istituiti dalle effusioni sarà discussa in altra sede. Consideriamo ora, in un ideale periplo della Giara, come si presenti il basalto dal punto di vista del numero delle colate in varie posizioni, nella mia zona ed al di fuori di essa. Sopra il paese di Assolo, 5 colate, per uno spessore complessivo di 30 metri circa, mostrano una discreta erosione della parte superiore di quella più recente; il basalto è qui eroso secondo motivi particolari (simili a grosse bolle), e la distinzione tra colate è stata operata rilevando macroscopiche discontinuità fra bancate, con lievi variazioni di tono, talora presenza di superfici piuttosto scoriacee: tuttavia non è mai stato possibile, né qui né altrove, individuare una precisa successione di facies nell'ambito delle singole colate o dell'affioramento complessivo. Ovunque il basalto, assai raramente esplosivo/scoriaceo, se non sulle propaggini Giuerri Mannu, sopra Assolo, si è presentato ora bolloso, ora cristallino, senza apparente regolarità. Peraltro è risultato più frequente, sulla superficie della Giara, incontrare la facies bollosa, come è prevedibile se si considera di stare camminando sulla superficie di una colata erosa in modo non particolarmente accentuato. Da un paragone con le colate sottostanti, spesso evidentemente a corda (impostatesi dunque su pendenze assai dolci) quella più recente pare mancare di uno spessore non molto superiore al metro, il che ci consente di considerare il complesso delle effusioni come ben conservato dal punto di vista morfologico. In località Corona Arrubia, sopra Albagiara, lo spessore è risultato non superiore a 10 metri, il numero di colate illeggibile. Sopra Genuri, addirittura, il basalto manca del tutto ed e sostituito da marne termometamorfosate/idrotermalizzate, non lontano

peraltro dalla "Scala Seremida", ove invece, in uno spessore di 30 metri, sono riconoscibili le stesse 5 colate già viste sopra Assolo, come anche a Bruncu Suergiu, ove peraltro lo spessore è dell'ordine di 25 metri. Superata, verso est, la citata zona senza basalto della Scala Ecca, ritroviamo 3 colate (15 m) sopra a Setzu, le stesse 3 colate sopra a Tuili, per 8/10 metri di spessore, ed infine a Gesturi 2 o 3 colate per 10 metri. II settore occidentale della Giara risulta dunque (salvo l'eccezione della Corona Arrubia) costituito da un numero di colate maggiore rispetto all'orientale (5 contro 3). Peraltro il dato morfologico propone le colate "partite" dal monte Zeparedda come le più recenti, ciò sempre che si voglia considerare il "gradino" morfologico mediano della Giara come un fronte di colata. Dal punto di vista più generale si nota comunque come un maggiore spessore di lave possa spiegarsi con il colmamento di una depressione valliva o comunque di un'area subsidente. Interessante è considerare il fatto che, ad est del già citato gradino, lo spessore delle lave si riduce. Consideriamo a questo proposito con estrema attenzione il fatto che detto gradino sia grossolanamente allineato con il Riu Pardu di Nureci, che, come visto, sottolinea una direttrice tettonica delimitante il blocco Paleo-mesozoico sollevato del Monte Maiore. Consideriamo anche come lungo tale asse si instaurasse una probabile paleovalle e l'asse principale di un complesso deltizio sui cui depositi si organizza parte della formazione di Ussana rilevata da M. Roveri: da tutti questi fattori si nota come non sia difficile ipotizzare ad ovest un'area depressa rapidamente colmata, e ciò anche in caso di penecontemporaneità delle effusioni ad est ed a ovest dello "scalino", dai prodotti effusi dalla zona della Zeppara Manna, che peraltro non completano il colmamento, come è dimostrato dal perpetuarsi della soglia tettonica nello "scalino" riflesso dalle effusioni connesse con la Zeparedda. E' peraltro strano come una direttrice così significativa (lungo il cui asse, da NNE a SSO, è anche il trend di approfondimento del bacino) non si sia manifestata con rigetti imponenti. Torneremo in sede acconcia sul problema.

In che modo l'attuale forma della colata rispecchi quella originaria è un interessante problema. Abbiamo visto che, anche a brevi distanze, vi possono essere brusche variazioni di spessore, secondo la paleomorfologia; dunque il consistente spessore che presentano gli attuali bordi della Giara, non è motivo sufficiente per ipotizzare una sua estensione originaria molto al di là degli attuali limiti. E' certo peraltro come il S. Antine fosse connesso al corpo

della Giara (stesso spessore del basalto (10 m), 2 colate rappresentate) come anche il blocco Giuerri Mannu-Giuerreddu in zona Roveri. II considerare come tettonico l'allineamento Su Cornazzu-S. Antine non esclude peraltro il delinearsi anche morfologico di una depressione lungo tale asse. Considerare tuttavia l'attuale forma della Giara e delle sue propaggini come approssimativamente rappresentative di una qualche paleoisoipsa o della paleogeografia e quantomeno azzardato, sebbene il colmamento di depressioni abbia costituito un fatto fondamentale nella messa in posto delle lave. Le troncature ad est del complesso sono evidentemente a sfondo tettonico, mentre ad ovest il degradare è più dolce e forse più rappresentativo di quelli che erano i limiti originari della colata. Anche su questo ritorneremo a tempo debito.

Venendo ad alcuni cenni di carattere petrografico, è da notare una certa variabilità di facies a livello mesoscopico (scoriacee, a corde, cristalline ed ipocristalline), a cui corrispondono variazioni significative in sezione sottile; inutile sottolineare come il perdurare delle manifestazioni preveda necessariamente variazioni di chimismo fra i prodotti iniziali e quelli finali. Peraltro la complessiva unitarietà di caratteri mi fa ritenere che l'attività del complesso non debba essersi protratta per un tempo sufficientemente lungo da comportare l'entrata in gioco di serie magmatiche nettamente differenziate. Veniamo, coi limiti ricordati ad inizio capitolo, alla descrizione di alcune sezioni sottili, procedendo da occidente ad oriente. II Bruncu Suergiu e stato fonte di un campione di basalto piuttosto afirico, a struttura ofitico-intersertale, con scarsi porfiroclasti di plagioclasio, forsterite e anche calcite, rivelatasi spesso importante accessorio; la pasta di fondo aveva grana mediogrossa, il che esclude un raffreddamento drasticamente rapido. II complesso del Nuraghe Giuerri Mannu-Giuerreddu ha invece fornito, oltre a facies sicuramente esplosive e scoriacee, campioni a struttura sia ialopilitica che pilotassitica: i primi con isolate plaghette alterate e quarzo e plagioclasi variamente riassorbiti, accessori opachi in aghetti e zone cloritizzate, i secondi, corrispondenti a litologie più compatte e meno scoriacee, presentavano sparsi cristalli di biotite ed olivina (Forsterite), plaghette calcitiche con bordi riassorbiti, e pasta di fondo a grana variabile da media a fine, nonché alcuni accessori che non sono stato in grado di identificare. Delia zona di Pranu Medau provengono basalti intersertali a grana fine, con ossidi opachi, fenocristalli alterati di Fe-Augite e qualche plagioclasio, talora probabilmente alterato in epidoto. Nonostante gli abbondanti

riassorbimenti, i fenocristalli conservavano evidenti tracce di idiomorfismo. I campioni raccolti molto più a nord, sul Monte S. Antine hanno denunciato in un caso una struttura pilotassitica fluidale con grana più fine che nel caso precedente, grossi fenocristalli probabilmente di augite ferrifera, parzialmente riassorbita: alcuni piccoli individui della stessa natura giacciono misti alla pasta di fondo. In un altro caso peraltro, fermi i caratteri già osservati, la struttura risultava più vicina al modello intersertale.

Pur rendendomi conto della aleatorietà di tali osservazioni, non posso evitare di notare come nel settore orientale della Giara si notino facies augitiche, ed oliviniche invece ad occidente.

Proporrò fra breve alcune elementari conclusioni in proposito dal punto di vista della differenziazione all'interne del ceppo magmatico comune ai basalti della Giara.

II condotto di adduzione testimoniato al Cuccuru de Carongiu ha fornito un basalto augitico (come la maggior parte dei campioni "orientali", ove comunque augitico va inteso in senso lato, essendo riferito ad un significativo contenuto in clinopirosseni con angoli di estinzione intorno ai 40°-45°), interessante perché vi è testimoniata con chiarezza la presenza di due distinte fasi di cristallizzazione; la prima è testimoniata da tutta una serie di grossi fenocristalli di plagioclasio (molto allungati, talora quasi aciculari, geminati polisinteticamente ed anche a croce di Sant'Andrea, talora lievemente riassorbiti), clinopirosseno (ampiamente alterato, cloritizzato ma talora ben conservato) ed in alcuni isolati casi di quarzo con angoli smussati. Tutti i fenocristalli risentono di diffusa fratturazione, e nel complesso dominano su una pasta di fondo pilotassitica, senza strutture fluidali, con ampio contenuto di accessori opachi, zone ossidate ed alterate. Si nota anche la presenza di alcuni individui di anfibolo rombico.

Possiamo considerare le analogie di questo campione con quelle dei settori vicini della Giara come la definitiva conferma della natura di neck del Cuccuru de Carongiu, testimone dell'estendersi verso nordest della Giara: riguardo alle peculiarità genetiche di questo apparato subvulcanico, possiamo semplicemente notare come, al diminuire delle effusioni, gran parte del magma consolidasse in condizione subintrusiva (generazione dei fenocristalli in giacitura ipoabissale), rimanendo poi "bloccata" nei condotti al diminuire delle spinte di salienza, ove il residuo fluido cristallizzava più velocemente (pasta di fondo).

Neppure queste osservazioni permettono tuttavia di risolvere il problema dei rapporti cronologici tra le effusioni del settore est e di quello ovest della Giara. Senz'altro comunque l'impressione che si ricava dall'esame della carta delle colate laviche che descriverò tra breve è quella che almeno una parte del complesso orientale sia posteriore a quello occidentale. A tale proposito, non ho potuto fare a meno di sottoporre ad un rapido esame i numerosi schemi di rapporti intercorrenti fra olivine e Ca-Pirosseni in sistemi binari e ternari di cui mi restava memoria dal corso di petrografia. Da essi ho visto confermare, nella generalità dei casi, la precocità di cristallizzazione delle olivine, e della forsterite in particolare, nei confronti dei Ca-pirosseni, e tutto ciò anche in un'ampia gamma di composizioni del magma di partenza[2]. Tutto ciò riproverebbe come le porzioni più augitiche possano considerarsi come effuse in una fase più avanzata dell'evoluzione del magma rispetto a quelle oliviniche, il che avallerebbe il dato morfologico. Sul significato generale di questo magmatismo basaltico continentale di zona anorogenica interessata da una fossa tettonica recente, e sul suo eventuale significato in connessione con l'evoluzione del sistema oligomiocenico di arco-fossa testimoniato in zona dal grande rift sardo, non azzarderò in questa sede la benché minima speculazione, ma cito senz'altro il fatto che la presenza di questi basalti nel quadro di un magmatismo alcalino non pone problemi teorici e anzi ne risolve, se acconciamente studiata nel quadro del magmatismo di questo settore, cosa che ovviamente esulava dalle mie competenze.

Superfluo sottolineare l'assenza di micro e macrofaune nel basalto: utile invece ricordare che nessun episodio sedimentario risulta intercalato tra le diverse colate, ulteriore e non necessaria conferma del carattere subaereo delle effusioni (peraltro negato da Lauro) e dalla continuità del processo effusivo. Una nota sul fatto che le depressioni ove si situano le "Paludi" della Giara sono state interpretate da Lauro e prima di lui da La Marmora come effetti di bombardamento. Tale interpretazione mi lascia assai perplesso: a mio avviso infatti le irregolarità del substrato e delle prime colate sono tali da giustificare ampiamente la presenza di lievi depressioni; il loro seppure saltuario colmamento d'acqua, oltre a riflettere l'istituirsi già descritto altrove di una

[2] Nota del 26 Giugno 2018 – Si tratta di un'altra mia conclusione sbagliata, oggetto di contestazione durante la discussione della tesi: le specie mineralogiche a cristallizzazione precoce si depositano sul fondo della camera magmatica e tipicamente non sono comprese nelle prime fasi del ciclo effusivo.

falda acquifera nel basalto, è giustificato semplicemente dalla natura impermeabile delle lave ove non fessurate, e dall'otturazione del meati da parte dei limi che inevitabilmente si formano in specchi d'acqua stagnanti, con la creazione dl fondi di stagno a buona tenuta d'acqua. Pur non essendo mai stato pubblicato il foglio 217 Oristano dal Servizio Geologico, la letteratura non riporta nessun cenno al fatto che una parte della Giara non sia coperta dal basalto, e dunque l'importanza del dato paleomorfologico che risulta da questa irregolarità è sfuggita all'esame di molti studiosi. Non vi sono state tuttavia, oltre a questa, che tra l'altro non interessa direttamente la mia zona, novità di rilievo emerse dal rilevamento della formazione basaltica. Molte e varie invece le possibilità offerte dall'esame aerofotografico. La maniera in cui le colate si delineano sarà fonte di numerose riflessioni, compendiate con le precedenti nel capitolo "Commento alla carta delle colate laviche e degli allineamenti".

Insospettata, ed anzi negata da Lauro, l'importanza della presenza di un gradino tettonico alla base del dislivello tra i due settori della Giara. Rilevamento dunque effettuato senza affidabili appoggi, e particolarmente "personalizzato", quello che ne risulta.

3B7B. Descrizione della carta paleoaltimetrica induttiva del substrato della Giara.

Alcune considerazioni iniziali sulla metodologia adottata per la realizzazione di un documento in apparenza tanto opinabile, e di valore puramente indicative:

- Si è supposto che il tipo di paesaggio pliocenico "fossilizzato" dalle effusioni non fosse diverso dall'attuale, e di ciò si è avuta immediata riprova dalla natura dei dislivelli misurati.
- Si è ipotizzato, come è emerso da varie osservazioni, che il settore fosse sede di un reticolato idrografico già impostato, e che esso rispecchiasse direttrici osservabili in questo settore.
- Si e tenuto conto della scarsa importanza relativa dei fenomeni tettonici posteriori alla messa in posto del basalto, che non hanno alterato sensibilmente l'assetto strutturale di questo settore.
- Nell'estrapolazione ed interpolazione delle paleoisoipse (alle quali come è ovvio non è stato dato valore assoluto) si e cercato di procedere per linee rette solo ove indispensabile.

- La carta e stata estrapolata dopo il completamento di quella degli allineamenti e delle colate laviche, descritta nel prossimo capitolo in relazione al secondo di questi aspetti.
- Ovviamente ho cercato di formulare ipotesi organiche ed inquadrate nel contesto generale del mio discorso, e mi è tornato utile proporre un documento altamente opinabile come quello che vado a descrivere: per certo non ho mai manipolato i dati a mia disposizione.

Il principale elemento della superficie morfologica pre-basaltica è il pendio di circa 25m di dislivello, con pendenze massime dell'ordine del 10%, cui ci si e riferiti sinora (o meglio ci si è riferiti al suo "riflesso" sul complesso effusivo) come allo "scalino" o "gradino" centrale della Giara. Le implicazioni proposte dal considerare tale scarpata come ripercussione di una importante faglia diretta, con lembo occidentale abbassato, sono svolte altrove. Certo è che, pur nell'esigua pendenza, l'impostazione del versante e sufficientemente decisa da giustificare l'ipotesi di una sua impostazione tettonica. Notiamo al proposito come, al di là di tale scarpata, verso oriente, appaiano i più volte citati banchi di calcare organogeno e di tufi non riconoscibili più ad ovest. E' logico dunque supporre come tale scarpata fosse appunto segnata, verso la sommità, dai calcari detritico-organogeni ricordati, che denunciano una lieve immersione verso est, direzione seguendo la quale si ha un certo aumento di granulometria. Immediatamente a sud-est dello "scalino" determinato da tale scarpata si ha un punto in cui il basalto non pare mai essere arrivato (sebbene in tale ristretta zona si siano manifestati ampi fenomeni idrotermali, come quelli già citati nel capitolo relativo al basalto). Probabilmente tale zona non ricoperta dalle lave (che ora la circondano in un assai blando "anfiteatro") corrispondeva ad una sommità del rilievo, oggi erosa più ampiamente del basalto circostante proprio perché da esso non protetta. Si veniva dunque a configurare un "bruncu" (vedi geomorfologia) sormontato da una piccola vetta che le lave hanno aggirato non potendolo scavalcare. Le effusioni provenienti da est e da sud si trovavano dunque a dovere colmare una zona depressa, contrariamente a quelle provenienti dalle bocche effusive del Monte Zeparedda e del Cuccuru de Corongiu (che, in mancanza di prove contrarie, saranno da ora in poi considerati come tali) le quali agivano su un substrato assai meno pendente: anche nel caso di contemporaneità delle effusioni, dunque, la morfologia stessa avrebbe previsto delle sovrapposizioni tra colate del settore ovest e quelle

provenienti da oriente, che paiono appunto avere "valicato" la scarpata perpetuandone la rottura di pendenza.

In relazione all'istituirsi di una falda detritica in corrispondenza di questo pendio, bisogna ricordare che il dislivello accentuato dalle piccolissima equidistanza delle paleoisoipse è in realtà assai esiguo, ed in ogni caso rientra nel modello "classico" dei rilievi di questo settore, in gran parte assai poco accentuati e sormontati da litologie più consistenti che hanno limitato l'erosione dei loro substrati. In base a queste considerazioni, il pendio è stato proposto come uniforme. Interessante notare come la continuità del versante della scarpata risulti interrotta da una forma a terrazzo.

In relazione a tale fenomeno non è escluso che si tratti di un ripetersi di quanto già ipotizzato per la scarpata complessiva, ovvero un altro strato più competente che sia risultato meno erodibile producendo la "terrazzatura": non e comunque possibile sapere in quale categoria (alluvionale o orografico) rientri questo piccolo pianoro. II settore nord della scarpata risulta interessato da un'altra direttrice tettonica, proveniente da nord e diretta quasi esattamente a sud, i cui influssi ipotizzabili giustificano l'incurvarsi delle curve di livello.

II settore orientale della Giara pare interessato da una direttrice, le cui vestigia sono osservabili anche al presente sulle foto aeree, che mi ha permesso di ipotizzare per il rilievo la configurazione che propongo, con l'istituzione di una vallecola principale separante due rilievi appena accennati. L'estremità occidentale della Giara è risultata probabile sede di un'altra vallecola, le differenze di pendenza ai cui lati mi hanno suggerito l'ipotesi di una lieve curva di un corso d'acqua minore. Risulta dal complesso delle informazioni fornite come io mi sia attenuto al più rigoroso attualismo (*stricto sensu*) nella realizzazione di questa carta.

L'ipotizzare la presenza di un reticolato idrografico precedente immediatamente alla messa in posto del basalto e assolutamente necessario ove si consideri che quella dell'erosione sub-aerea è l'unica spiegazione possibile per la genesi di una morfologia la cui energia di rilievo non è testimoniata in alcun modo nei sedimenti che la costituiscono: non esistono tracce di un dislivello come quello citato nelle marne langhiane costituenti il rilievo, mancando qualsiasi indizio di trasporti di massa e non tra est ed ovest. Le pure importanti direttrici tettoniche interessanti il "paesaggio fossile" sottostante ai basalti, dunque, hanno operato solo blandamente, nel corso del

processo di sedimentazione delle formazioni langhiane, venendo peraltro rese evidenti dal processo erosivo del Pliocene pre-basaltico.

E' confermato da quanto esposto come, nel settore occidentale della Giara, manchi una cinquantina di metri di spessore di formazioni delle marne di Gesturi e delle argille di Fangario, con le seconde, più recenti, che hanno senz'altro risentito per prime dell'erosione. Ed è proprio la presenza di depositi pliocenici continentali sul versante nord di questo settore della Giara a confermare come esso fosse oggetto di erosione più spinta di quella osservabile ad oriente, con l'istituzione di morfologie a sfondo vallivo e dei relativi fenomeni morfogenetici e deposizionali.

La scarpata segnante in modo rettilineo il fianco vallivo orientale di questo antico sistema è appunto, secondo tale ipotesi, quella rappresentata in carta, non originata dunque integralmente da un rigetto della faglia sottesa, ma anche rispecchiante, per erosione preferenziale lungo tale direttrice, l'andamento approssimativo di una superficie tettonica. E la scarsità di rigetto, oltreché dall'assenza di visibili testimonianze di tettonica sinsedimentaria, è provata, per questo allineamento oligocenico altrove discusso, dalla mancata ricomparsa a quote più basse nelle scarpate riferibili al lembo occidentale, abbassato, della Giara, degli orizzonti guida calcarei che ad est sottostanno al basalto. Dunque, se rigetto infra e postmiocenico pre-basaltico vi è stato, esso è stato senz'altro inferiore a quei 50 metri approssimativi di differenza di quota tra i due ripiani sottostanti alla Giara: se cosi non fosse, gli stessi orizzonti-guida (calcarei e tufacei) riapparirebbero, per quanto spostati, al di sotto del basalto sia ad est sia ad ovest, e come sappiamo non è così.

Mi preme in conclusione sottolineare come, in direzione del Monte S. Antine, paia allungarsi un piccolo elemento vallivo che, nel rispetto delle direttrici osservate, parrebbe giustificare senza problemi l'estendersi della originaria effusione complessiva in particolare nella direzione del piccolo corpo basaltico di Genoni.

3B7C. Descrizione della carta delle colate laviche del complesso basaltico della Giara.

La realizzazione di questa carta, compresa in quella degli allineamenti altrove descritta, è stata frutto di un attento esame della copertura aerofotografica della superficie della Giara. E' doveroso peraltro sottolineare

come i dislivelli in gioco sulla superficie del complesso effusivo in questione, essendo minimi, non risultino leggibili chiaramente neanche sfruttando l'"esagerazione stereoscopica"; ne consegue come tutta una serie di valutazioni personali, entrando in gioco, conferiscano un carattere soggettivo a questo documento, in cui si vedono schematizzati i fondamentali limiti delle colate riconosciute ed altre lineazioni dello stesso carattere. Nonostante la copertura vegetale, è stato spesso possibile valutare con sicurezza una direzione di provenienza delle colate, che sono risultate in prima approssimazione riferibili all'attività di almeno 4 centri (tanti ne saranno discussi), i cui attuali corrispettivi topografici paiono essere i monti Zeparedda e Zeppara Manna, un edificio posto sulla verticale del condotto di adduzione rappresentato dal Cuccuru de Corongiu, ed una importante bocca effusiva situata a sudovest della Zeppara Manna, in posizione imprecisabile al di fuori dell'attuale superficie della Giara.

Le lave di quest'ultima paiono coprire quelle della Zeppara Manna, mentre i rapporti di anteriorità e posteriorità tra prodotti dell'attività degli altri centri risultano assai peggio risolvibili.

Tra le ipotesi rese possibili dalla sintesi dei dati raccolti, la prima per evidenza e quella di una estensione maggiore dell'attuale per il plateau basaltico, il cui sviluppo doveva risultare assai più pronunciato a sudovest ed a nordest, ove le effusioni provenienti (come ritengo fermamente) dal Cuccuru de Corongiu potevano estendersi per un settore piuttosto ampio, ma probabilmente in uno spessore la cui relative esiguità ha permesso l'asportazione e l'obliterazione delle vestigia superficiali di tale apparato, ad attività più accentuatamente esplosiva che effusiva. Non altrettanto si può affermare per le imponenti, e in apparenza assai continue, colate provenienti da sudest, non riconducibili a nessun vestigio di apparato di effusione visibile nell'area studiata.

Per quanto fosse locale la depressione sottostante al settore occidentale della Giara, risulta evidente come colate tanto continue debbano fare capo ad un apparato di corrispondente potenza, e quindi assai più difficile da smantellare, soprattutto tenendo conto del buon grado di conservazione attuale di spessori anche assai più modesti di basalto. Senz'altro una tettonica particolarmente attiva può costituire la spiegazione per la distruzione dell'originale spessore di lave, e numerosi infatti sono gli allineamenti

intersecantisi a sudest della Giara. Ma i dati a disposizione sono troppo scarsi per consentirmi di dettagliare maggiormente una qualsiasi ipotesi a tale riguardo, nonostante sia inevitabile notare come una effusione fissurale possa mettere in posto tramite un apparato in sé stesso poco esteso ampie quantità di lave: ma tale ipotesi pare sconfessata dal carattere essenzialmente centripeto o comunque grossolanamente radiale di quasi tutte le colate osservate, nonché dall'assenza già citata di vestigia vulcaniche nel settore che dovrebbe allocarle.

Impossibile mi e anche correlare le diverse Giare presenti nella regione circostante con quella di Gesturi, benché quella di Siddi, a sud della prima, possa essere in via puramente speculativa considerata come potenziale fonte delle colate laviche più problematiche. A concludere lo spazio ad esse riservato, osservo solamente come l'ignoranza della paleomorfologia di dettaglio non permetta di ipotizzare, come sarebbe assai comodo fare, scorrimenti di colate a lunga distanza (peraltro previsti dalla natura stessa delle lave ed in parte già descritti sinora), il che permetterebbe di correlare le giare di questo settore della Sardegna a paleodepressioni unite da sottili paleovalli e paleo-vallecole in cui il basalto, che vi era scorso senza espandersi lateralmente perché costretto al loro interno, solidificandosi in corpi "di canale" di massa relativamente esigua, poteva essere meglio smantellato contrariamente a quello estesosi a scudo o a plateau in corrispondenza delle più importanti bocche effusive.

Notiamo ora in che modo la carta che vado descrivendo abbia influenzato quella da poco descritta relativa al substrato delle colate stesse. Procedendo da ovest ad est notiamo innanzitutto una colata diretta appunto ad oriente, che parrebbe rispecchiare la presenza di un versante della stessa immersione, il che e stato confermato dalle quote della base della lava nel settore. In questo ed in altri casi l'ovvio principio del degradare delle colate verso le basse quote, rivestendo dolci pendenze (come dimostrano le colate a corde frequentemente riconosciute), è risultato avere conferme abbastanza numerose sui bordi della Giara, dove appunto le pendenze potevano essere direttamente valutate, da indurmi ad applicarlo, con ovvie cautele, anche per la porzione centrale su cui non e possibile fare osservazioni dirette. E' questo il motivo per cui la presenza di due lingue dirette ad ovest, verso la colata citata, al centro dell'estremità occidentale della Giara, ha suggerito l'ipotesi di una vallecola. Al di la della già discussa scarpata, la messa in posto delle lave e

stata controllata dalle irregolarità presenti nel settore settentrionale di tale scarpata, correlate con quelle notate verso il margine orientale in cui appaiono colate convergenti, in una unica vallecola influenzata da allineamenti notati appunto sopra e fuori dalla Giara.

In conclusione, il problema apparentemente insolubile di ricreare la forma del rilievo al di sotto delle lave e stato risolto (in modo del tutto personale) radunando tutti i dati a disposizione in un quadro organico, nonostante il fatto che alcuni problemi restino insolubili per mancanza di dati. In questo quadro ovviamente rientrano solo le strutture interpretabili: ma ve ne sono numerose per le quali i dati a disposizione sono risultati troppo scarsi per permettere più di una citazione: ricordo qui la scarsa chiarezza della situazione a nord della "scarpata" con colate in apparenza divergenti, che potrebbero sottendere influssi da parte di una bocca vulcanica minore, e tutta una serie di allineamenti cartografati come secondari. Alcuni problemi sono anche posti dalla forma dei rilievi effusivi principali e da una forma "a cresta" segnata come allineamento in carta: mentre i primi risentono di fattori morfogenetici non strettamente legati alla messa in posto delle colate, ma anche a sfondo intrusivo ed esplosivo, nonché dell'erosione più accentuata su questi settori sporgenti, la seconda rispecchia una nota direttrice di disturbo tettonico, grossolanamente campidanese, riscontrata anche a sud della Giara in alcuni allineamenti, il cui eventuale rigetto è comunque assai modesto, nettamente inferiore allo spessore del basalto. L'apparente isolarsi del fenomeno ad un definite settore della Giara e la sua scarsa evidenza sui margini della stessa (ove i sedimenti non risentono di dislocazioni significative) potrebbe fare ipotizzare un abbozzo di eruzione fissurale che tra l'altro giustificherebbe una colata apparentemente uniforme ed estesa che, da nord est del monte Zeparedda, occupa tutta la parte centro-orientale della Giara. Ma non intendo spingermi troppo in là con le ipotesi, e concludo senza ulteriori commenti.

4. DESCRIZIONE DEGLI ELABORATI GRAFICI ALLEGATI SINORA NON COMMENTATI

Più che per spiegare il significato degli allegati, che sono tutti più o meno autoesplicativi, il presente capitolo è dedicato all'esposizione dei motivi che mi hanno indotto a scegliere, fra tutti quelli possibili, gli elaborati che presento.

In ordine di importanza la CARTA GEOLOGICA della parte orientale della "Giara" di Gesturi si situa senz'altro al primo posto tra i documenti acclusi. In essa viene posta in evidenza la distribuzione areale delle formazioni cartografate secondo i criteri su di essa riportati, oltre ai dati statimetrici rilevati ed ai consueti simboli grafici. Come d'uso, in questa rappresentazione si prescinde da coperture recenti fluviolacustri o detritiche. L'apparente povertà di dati stratimetrici è, come già accennato, derivata dalla natura stessa delle formazioni; se e ovvio non potere, da questo punto di vista, osservare nulla per ciò che concerne il granito ed i lembi di scisti paleozoici, è utile ricordare quanto segue: i calcari triassici sono spesso assai massicci, le vulcaniti (piroclastiti) hanno giacitura massiva, le ignimbriti e le lave, come le due litologie appena citate, si adattano ad un substrato assai poco regolare. Anche il complesso dei "sabbioni" (che contiene lenti ruditico/conglomeratiche) si presenta quasi sempre sciolto, e infine del Miocene trasgressivo, escludendo i conglomerati, in bancate e lenti, e le marne, minutamente fratturate o scagliettate (spessissimo suolificate) solo gli orizzonti calcarenitici/biosparruditici ed analoghi presentano una giacitura misurabile secondo i criteri consueti. Tutto il lato Nord della Giara, per la esposizione "favorevole" del versante, ospita una fitta vegetazione ed è sede di una suolificazione tanto accentuata da non consentire la misurazione di serie.

Ciò spiega come, nell'ambito delle colonnine stratigrafiche preparate, non una faccia capo al versante Nord. La monotonia litologica ha sconsigliato di scendere ad un dettaglio maggiore dal punto di vista della scala, per ciò che concerne le misure effettuate sui versanti della Giara: la giacitura lenticolare e le variazioni laterali dei corpi calcarei organogeni compresi nell'ambito della successione marnoso/arenacea mi hanno sconsigliato di correlare con eccessivo semplicismo le porzioni carbonatiche osservate e riportate in colonnina. Un altro ostacolo non indifferente è stato posto dal fatto che le intercalazioni piroclastiche (cineritiche) ricorrenti nelle marne arenacee langhiane sono assai

facilmente confondibili, mesoscopicamente, con le marne stesse; ne consegue la possibilità che gli orizzonti cineritici riconosciuti e determinati micropetrograficamente nell'ambito di una serie/colonnina possano non essere gli stessi osservati nelle serie restanti: posto cioè che mi siano "sfuggiti" alcuni livelli di vulcaniti, è improbabile che a sfuggirmi sia stato sempre lo stesso (o gli stessi) in tutte le serie misurate. D'altronde la natura del lavoro ha sconsigliato un eccessivo infittimento della campionatura, che sarebbe l'unico metodo per risolvere il problema della distribuzione orizzontale e verticale degli orizzonti guida cineritici e cineritico-marnosi.

Probabilmente più importanti di quelle citate sono le sezioni di dettaglio di alcuni degli affioramenti più significativi della trasgressione miocenica e dei depositi ad essa precedenti. Tra alcuni di essi è stato assai meno problematico indurre correlazioni; la minore scala ha inoltre permesso un dettaglio decisamente migliore.

Dei limiti sinora citati hanno ovviamente risentito le sezioni alla scala della carta: la scarsità di dati stratimetrici ha sconsigliato una esagerazione delle altezze, visto che il dettaglio sarebbe comunque stato scarso; estrapolato dalle sezioni è lo schema del rapporti stratigrafici riportato sulla carta geologica, in ossequio ad una intelligente abitudine purtroppo non sistematicamente seguita sulle Carte Geologiche "Ufficiali".

La Carta Clivometrica dell'intera Giara ha costituito uno strumento utilissimo per il riconoscimento e l'evidenziamento di alcune caratteristiche morfologiche, in ciò imitata dalla carta schematica del detrito e dell'idrografia, indispensabile ausilio allo studio delle strutture tettoniche sepolte e non, nonché imprescindibile momento dell'indagine geomorfologica, assieme alla carta strutturale e delle colate laviche.

La scelta delle sezioni e delle serie oggetto degli elaborati sinora descritti è stata guidata da considerazioni di carattere pratico: ad un esame di tutti gli affioramenti evidenti, e seguita la scelta di quelli più adatti per continuità ed accessibilità ad una rappresentazione grafica; di quelli scelti, sono stati rappresentati come serie l'insieme di quelli più estesi e seguibili (pareti della "Giara"), e come sezioni a scala minore quelli rappresentativi del maggior numero di litofacies o di eventi sedimentologicamente rilevanti.

Nei limiti della natura del mio lavoro, ritengo di avere proposto tutti quegli ausili grafici che il fine dello studio ed il tempo ad esso dedicate

definissero come opportuni. In tale luce è da considerare la mancanza di grafici tessiturali e di schemi biostratigrafici: chi fosse interessato a tale tipo di ricostruzioni è invitato a rivolgersi alla bibliografia; ammetto infatti che un qualsiasi schema con biozonature non avrebbe potuto essere che una copia di quelli elaborati da altri dopo studi specifici, e campionature estremamente fitte e continue.

5. GEOMORFOLOGIA

5A. Generalità

I tratti geomorfologici macroscopici dell'area in esame ne costituiscono la principale peculiarità geografica, ed hanno notevole influsso su tutto il complesso di condizioni socioculturali ed economiche della zona: i caratteri della "Giara" di Gesturi e dei plateaux piccoli e grandi di questo settore della Sardegna sono stati già in tempi remoti sfruttati per l'istituzione di aree privilegiate di insediamento.

Nel corso dell'esame del tipo di reazione delle singole formazioni agli stress ambientali sarà dettagliato quanto ora viene esposto in sommario; si rimanda al capitolo sulla tettonica per numerosi caratteri ad essa riferibili.

Ci troviamo in una zona reica a morfologia generale piuttosto dolce con rilievi mammellonari (il nome della regione "Marmilla" deriva appunto dalla corruzione di "mamilla") grossolanamente riferibili a due tipi: il "bruncu" (muso) ed il "cuccuru". Un primo è un rilievo asimmetrico con un versante più ripido, che si istituisce di norma in presenza di un orizzonte più competente solitamente inclinato, col conseguente addolcimento del pendio nel senso dell'immersione dell'unita resistente che, preservando dall'erosione quelle sottostanti, permette l'istituirsi di scarpate o pendii ripidi. La situazione risulta abbastanza tipica del complesso Terziario in cui, come esaminato, sono frequenti variazioni di competenza anche in presenza di litologie uniformi; il termine "Cuccuru" (probabilmente legato etimologicamente a "cucutium", cappello in tardo latino) si riferisce ad un qualsiasi rilievo (quindi anche il bruncu è un cuccuru), ma è usato più dettagliatamente per definire rilievi con una vetta ben pronunciata a prescindere dalla loro forma complessiva.

Le pendici della Giara sono luogo elettivo dell'istituirsi di rilievi del tipo citato, i limiti tra i quali non sono nettamente definiti. II nome di "Monte" è riferito ad una elevazione del terreno a scala più ampia, con una complessiva uniformità delle pendici (che possono eventualmente ospitare i tipi di rilievo ricordati poco fa). II dato altimetrico concorre senz'altro a definire il Monte, che deve innalzarsi decisamente e massivamente spiccando nel paesaggio circostante. Talora peraltro il termine è usato in senso generico anche per piccoli rilievi. L'economia pastorale prevede di norma una toponomastica

particolarmente dettagliata per supportare tramite i toponimi le questioni territoriali relative all'insediamento dei pascoli: non deve stupire dunque che anche i minimi rilievi abbiano un loro nome. Tra gli altri tipi di rilievo d interessante citare la "perda" (pietra, etimologia inutile da ricordare). Questo termine è riservato a un rilievo a carattere roccioso, per lo meno nella parte apicale, costituito complessivamente da litologie decisamente competenti. I toponimi relativi a poderi ed appezzamenti minori sono tali e tanti da meritare uno studio accurato: non li esaminerò per l'impossibilità di intrattenermi a lungo su di essi senza far perdere tempo a chi legge.

La Giara è un "Pranu" (piano, da Planus con rotacismo non ovunque riscontrato, visto che si sente anche "Planu"). Esistono però altre giare e sorge qui il problema dell'etimologia del nome: è evidente che, se per tutti il termine indicasse già solo di per sé la morfologia a plateau a cui il "Giara" e riservato, sarebbe inutile specificare che si tratta di un Pranu. Se ne deduce che il senso di "Giara" come "rilievo sormontato da un plateau" è accettabile (anche perché di norma i locali si riferiscono a "sa Giara" senza anteporre il "pranu"),e che la dizione "Pranu ('e) sa Giara" definisce la superficie del plateau, contrapponendola ad esempio a "costa 'e sa Giara", la pendice, il versante del rilievo complessivo.

L'agente erosivo di massima importanza e senz'altro l'acqua: alla estensione ed ai caratteri del reticolato idrografico è riservato un capitolo. II termine "Grutta", è utile ricordarlo, non si riferisce a fenomeni carsici, benché sia spesso legato a una litologia calcarea organogena. Tale nome è infatti riservato a ciò che resta delle antiche "domus de janas", necropoli nuragiche a piccola scala, ricavate tramite scavo, oggi ridotte a riparo occasionale per pastori.

5B. Comportamento delle singole formazioni: il granito

Trascurando gli scisti, il complesso granitico è l'unita litologica più antica che appaia in zona: solo fuori zona peraltro la sua morfologia presenta caratteri propri; essi consistono essenzialmente in scarpate verticali con piccole gole dovute ad alterazione lungo le fratture protoclastiche ed erosione lungo tali direttrici di minima resistenza. Tale morfologia è relativamente recente, e laddove, come in zona, il granito sottostà ad altre unita in lontananza dai solchi

vallivi, presenta una morfologia regolare, peneplanizzata, come appare presso le case Tolla, ove è morfologicamente insensibile lo "stacco" tra graniti e calcari triassici. Assenti in quest'area della Sardegna le famose tafonature, relative soprattutto ad ambienti costieri, è solo da notare come, ove una strada lo attraversi, il granito sopporti senza problemi, anche per la poco accentuate microtettonica interna, scarpate verticali senza alcun danno.

5C. II complesso calcareo triassico

L'estrema resistenza delle dolomie e delle micriti calcaree, ed il loro tipo di giacitura, a rivestire il granito quasi drappeggiandolo, portano ad una morfologia che, ricalcando con buona approssimazione quella a cupole e pendenti del batolite e quella complessivamente dolce del penepiano triassico comprendente anche gli scisti, porta a rilievi dolci e tondeggianti, con rare e isolate scarpate, legate a peculiarità giaciturali localizzate. Come anche nel caso del granito, per la litologia competente, il colore chiaro e la giacitura poco inclinata con giunti di strato praticamente inesistenti come discontinuità fisiche, la suolificazione, mai spinta, è circoscritta a plaghe isolate in corrispondenza di terreni agricoli, tipicamente ossidati in rossastro. Nessun'altra peculiarità geomorfologica e visibile nei calcari.

5D. Le vulcaniti trachitiche s.l.

Forse il complesso piroclastico è sede dell'unica morfologia degna di sincero interesse e fonte in me di un certo stupore e compiacimento. Facilmente erodibili, i tufi presso le cave, lungo l’asse del Riu Tamadili, presentano caratteristiche tafonature, con scavernamenti e talora fitti reticoli di sporgenze irregolari nell'interne delle forme erosive, di dimensione dell’ordine dei vari metri, documentate in fotografia allegata.
Nel rispetto degli originali caratteri giaciturali delle vulcaniti, si assiste dunque al sovrapporsi al rilievo (dolce per i tufi, le cineriti e le lave in esse incluse, sormontato dalle ignimbriti in lembi suborizzontali) delle irregolarità dovute alle scarse qualità meccaniche del complesso, che presenta una suolificazione sporadica e non spinta.

5E. Il complesso "postvulcanico" del sabbioni

Incoerenti, solo a tratti più cementati, sabbioni e ruditi "oligoceniche" non hanno potuto opporre una resistenza decisa all'erosione; il rilievo più mosso ad essi corrispondente pur nella minore acclività complessiva dei versanti è la conseguenza della loro facile attaccabilità con deboli pendenze risultanti (tranne le scarpate localizzate agli orizzonti competenti) e nessuna morfologia tipica evidente. La suolificazione non e troppo spinta, forse per l'elevata percentuale di quarzo presente quasi ovunque.

5F. Il Miocene trasgressivo e marino

E' il motivo dominante dell'area: nella parte bassa, unità dalle caratteristiche meccaniche piuttosto buone danno luogo a scarpate abrupte e continue, anzi addirittura correlabili geologicamente già dal punto di vista strettamente morfologico (trucchetto ampiamente da me sfruttato all'atto del primissimo rilievo speditivo del 1981). Tipiche gradonature in giacitura suborizzontale, documentate in fotografia, sono circoscritte ad un complesso calcarenitico altrove descritto; esso ed altri orizzonti analoghi sono oggetto di un interessante sfruttamento nel campo delle vie di comunicazione: la strada in tetto di strato, esempi della quale ricorrono tutto intorno alla Giara, i più notevoli comunque nel settore nord. Favorito dalla giacitura suborizzontale, il fenomeno porta a caratteristiche forme di usura "a rotaia" e impedisce una corretta misurazione dei dati giaciturali in moltissimi punti. Inutile sottolineare il carattere transitorio, anzi effimero, della qualità di fondi stradali di calcarenite e calcare detritico/organogeno. La morfologia complessiva dei versanti della Giara e del resto della zona riferibile al complesso calcarenitico miocenico è (pur nella erosione complessivamente avanzata) ben lontana dalla peneplanizzazione, in particolare a piccola scala, quella appunto dei Cuccuru e dei Bruncu e delle frequenti scarpate localizzate agli orizzonti più compatti. Le vallecole, specie ove incassate in tali litologie, presentano sezioni a V, con una estrema variabilità derivata appunto dall'irregolare alternanza di caratteristiche meccaniche differenti anche nell'ambito di litologie uniformi. Le marne non sono mai abbastanza argillose da dare luogo a fenomeni calanchivi: la minuta frammentazione ha favorito una suolificazione a tratti decisamente accentuata, in particolare sul lato nord, ove anche il basalto presenta peculiarità più

apprezzabili. In conclusione l'irregolarità dei versanti, con aspetto "gradonato" è l'unica risultante collegabile col complesso miocenico.

5G. II basalto della Giara

Mentre l'esiguità dell'espandimento lavico sormontante il Monte S. Antine, oltre a non meritargli la definizione di "Giara", ha anche favorito una erosione più o meno isotropa su tutte le sue pendici, il gigantesco complesso della Giara (per l'esame di alcuni caratteri del quale si rinvia al capitolo "tettonica") ha ben funzionato nella sua funzione "protettiva" per il complesso sedimentario sottostante; le pendici seguono e replicano (come anche per il "fratellino" S. Antine) i contorni irregolari del complesso lavico. I suoi caratteri intrinseci (ottime qualità meccaniche, giacitura suborizzontale) ne hanno permesso quasi ovunque un'ottima conservazione; la suolificazione, nonostante il colore scuro della roccia, è estremamente limitata, anzi assente quasi ovunque; sulla superficie della Giara giacciono infiniti ciottoli basaltici bollosi come anche la quasi totalità della superficie stessa. Per trovare qualche cosa di originale e tipico bisogna esaminare le sezioni del complesso effuso, tanto generosamente fornite dalle scarpate che bordano la Giara. Oltre alle forme erosive assai peculiari osservate nella zona di tesi del collega Roveri, voglio ricordare, insieme alle lave a corde spesso osservate, le desquamazioni cipollari di blocchi di basalto e la presenza di "cuscini" bollosi all'interno del basalto più massiccio, notata talora sul lato sud, che, come previsto, ha fornito i migliori affioramenti.

II detrito basaltico tappezza le pendici ed e stato cartografato in un'apposita elaborazione. La superficie della Giara ospita, come già visto, oltre a trascurabili irregolarità e negligibili rilievi, il monte Zeparedda. La deduzione logica che esso abbia costituito un centre di effusione, pur supportata dalla forma a caldera squarciata proposta dalle isoipse, non ha avuto, come già ricordato, alcun riscontro sul terreno, venendo comunque confermata dall'esame aerofotogeologico. L'argomento e trattato nel capitolo dedicato al basalto come formazione litologica. Le "paludi" invece saranno trattate come elemento dell'idrologia superficiale. La forma a contorno irregolare della Giara ha la sua probabile origine in una serie di allineamenti tettonici oggetto di un capitolo separato, oltreché nella paleomorfologia.

5H. Carta clivometrica

In essa vengono evidenziati alcuni caratteri della superficie della Giara non immediatamente valutabili sulla base IGM al 25.000; sostanzialmente si tratta del gradino morfologico che taglia la Giara in senso NNE-SSO, che verrà brevemente discusso nel suo carattere di allineamento, dei "rilievi vulcanici" già altrove citati, e della complessiva pendenza verso nordovest del piano della Giara. La maggiore dolcezza della pendice nord della Giara è da addebitarsi semplicemente all'esposizione sfavorevole rispetto ai raggi solari, la più accentuata suolificazione ad essa conseguente per la maggiore alterabilità dei complessi rocciosi, e la maggiore propensione del detrito e del suolo ad assumere pendenze dolci sopportando meglio la vegetazione arborea che si insedia sui suoli disponibili qui più che altrove. La carta e stata lo strumento usato anche per una valutazione preliminare degli eventuali problemi di stabilità dei versanti: rimando all'apposito capitolo.

5I. Carta schematica di idrografia e detrito

Integralmente autoesplicativo, questo documento merita solo un commento per i caratteri che sottolinea ed evidenzia: il controllo strutturale dell'idrografia (vedi capitolo omonimo) e la distribuzione del detrito. II detrito basaltico della Giara si organizza in una gigantesca falda (i cui limiti sono visibili nella Carta degli Allineamenti), a caratteri piuttosto variabili anche in funzione delle intercalazioni competenti riscontrate sulle pendici. Le conoidi detritiche, peraltro non frequenti, a tratti riscontrabili in sezioni chiaramente a fondo piatto, a matrice suolificata percentualmente trascurabile, restano episodi isolati; nella quasi totalità dei casi si assiste alla distribuzione assolutamente disorganizzata di ciottoli e massi basaltici (arrotondati dalla alterazione subaerea e soprattutto nell'ambito del suolo), che, assieme a lame ("sbrodolature" di spessore decimetrico) di fango e suolo, compromettono totalmente la già difficoltosa leggibilità della successione sottostante al basalto ricoprendola: non per nulla sono state solo le scarpate stradali ad offrirci sezioni relativamente bene esposte. Non è raro notare anche grossi blocchi franati e stabilizzati nel suolo: talora quelli non basaltici forniscono gli unici indizi (ciò specialmente nel versante nord) del proseguirsi delle intercalazioni "consistenti" fin sotto il basalto. Falde detritiche in senso stretto sottostanno quasi ovunque

alle scarpate, non solo basaltiche, della zona; in genere attorno alla Giara si tratta di ammassi caotici di blocchi anche di molti metri di dimensione lineare, accatastati in modo apparentemente precario, ma con una intrinseca garanzia di una scarsa propensione al mettersi in movimento, ciò per il loro peso e per le pendenze poco accentuate. Straordinario sviluppo ha il fenomeno del grossi blocchi sparsi, sul, e nel, terreno, nel settore occidentale del versante nord, tra la Giara e le porzioni basaltiche ad essa riferibili ma separate.

E' riportata in carta la distribuzione di alcuni paleoterrazzi, definiti talora su base esclusivamente morfologica, ma soprattutto per il rinvenimento di diffusi ciottoli quarzosi arrotondati. La datazione di questi terrazzi e a mio avviso impresa ardua. Ovviamente postmiocenici, essi segnano probabilmente il progredire verso una superficie di compensazione sempre più bassa dell'erosione che risparmiava le lave basaltiche e quanto da esse coperto. Notevole è comunque il fatto che anche sotto il basalto si siano reperiti orizzonti a ciottolini, questi senz'altro post-miocenici ma anche prebasaltici, mai comunque in assetto e quantità paragonabili a quanto notato nei terrazzi cartografati. L'isolato episodio calanchivo si situa, al di fuori della mia zona, laddove affiora un lembo di Pliocene argilloso. II tentativo di ricostruire la morfologia al di sotto del basalto è testimoniato dalle "paleoisoipse" proposte nell'apposita carta.

5L. Allineamenti

Raggruppo sotto questo termine generico tutti quei fenomeni di allineamento preferenziale di scarpate, corsi d'acqua, ed altri elementi morfologici nonché, come sarà dettagliato nell'esame della carta dedicata a tale fine ed alla messa in posto delle colate laviche, gli allineamenti di toni fotografici particolari risultati dall'esame della copertura aerofotografica del settore. Proprio tale esame ha confermato come non esista sul terreno evidenza tangibile di alcune delle lineazioni che sarebbe dato supporre dal solo esame cartografico; un solo esempio per tutti: alla direttrice Zeparedda-Su Cornazzu-S. Antine non corrisponde nessun allineamento tettonico seguibile sulle fotografie, il che lascia supporre come questa propaggine sia da addebitarsi non ad una effusione lineare, ma ad un dato morfologico del substrato (vedi anche capitolo sul basalto), che ha "incanalato" le colate secondo la forma dell'antico

rilievo. Alcune delle supposizioni fondamentali svolte sulla carta sono comunque state confermate, e ricorderemo brevemente i principali allineamenti morfologici dell'area da me studiata, e di quella del collega Roveri, nel capitolo sulla tettonica, ove ne sarà discusso il significato da questo punto di vista. Abbastanza affidabili per una ricostruzione tettonica sono risultati quasi tutti i tratti rettilinei dei corsi d'acqua e delle relative scarpate, i primi evidenziati nella carta dell'idrografia.

5M. Idrografia superficiale

Nel complesso riconducibile ad un pattern anulare centripeto a controllo strutturale accentuato, densità medio-alta e aste fluviali secondarie subparallele, l'idrografia superficiale della zona e dominata da rigagnoli e fossi (indistintamente definiti "Riu") che intaccano soprattutto il complesso marnoso arenaceo miocenico istituendo un reticolo piuttosto fitto, seppure a carattere effimero, specie per ciò che concerne i corsi d'acqua di basso ordine. Formazione per formazione esaminiamo ora alcune caratteristiche a sfondo idrogeologico.

II basalto, permeabile solamente per fessurazione, ospita numerosi stagni, soprattutto effimeri, in corrispondenza di depressioni legate alla messa in posto delle lave. Tali pozze, mai profonde, sono definite "Pauli", palude, indipendentemente dalla loro estensione: solo le maggiori di esse sfuggono al disseccamento estivo. La loro origine è da collegarsi alla natura impermeabile del basalto, che peraltro funge da serbatoio naturale a motivo delle fessurazioni che, in modo non sempre percettibile, lo attraversano: in corrispondenza dell'appoggio sulle marne, semipermeabili ed impermeabili ove non fratturate (come probabilmente accade a profondità tale da prevenire l'alterazione) scaturiscono numerose sorgenti di strato. Tali scaturigini sono peraltro di frequente mascherate dal detrito, e risultano confondibili con sorgenti di falda detritica, definizione comunque da usare con attenzione particolare laddove il contatto con le marne e la falda concomitano. Frequente è anche il diffondersi nell'ambito del detrito di gemitii e stillicidi senza che sia visibile una sorgente puntiforme. La natura dell'alternanza marnoso-arenacea, con contenuti in marna sempre elevati, e l'irregolarità delle intercalazioni di litologie diverse nell'ambito di tale complesso, previene, per la natura impermeabile delle

marne, l'istituirsi in esso di orizzonti acquiferi al di fuori dei fondivalle.

E' peraltro da notare la presenza di un certo numero di sorgenti minori, assai probabilmente di emergenza, connesse soprattutto al carattere più decisamente impermeabile ed argilloso di alcune porzioni tali da sostenere una falda, caso questo particolarmente frequente a sud ed a est delle pendici della Giara, laddove si notano alcune sorgenti di pendio e di conca. Tutti gli orizzonti coerenti e fratturabili, ed in particolare quelli assai massivi dei depositi trasgressivi miocenici, possono potenzialmente ospitare sorgenti di fessura, il che infatti si verifica in corrispondenza di alcune scarpate particolarmente continue, e, da un certo punto di vista (anche per la elasticità della classificazione informale del Desio (1959) cui mi riferisco) questo può anche essere il caso delle sorgenti bordanti la stessa Giara. La porosità del complesso dei sabbioni di Ussana non e una sufficiente garanzia della loro qualità di roccia-magazzino: anzi, essi, forse per le particolari condizioni giaciturali e per la estrema permeabilità, non presentano che rare sorgenti di emergenza, niente affatto diverse da quelle già citate. Le vulcaniti, porose anche esse, sono sede di rare e isolate sorgenti di emergenza o deflusso, connesse alla presenza di variazioni di permeabilità all'interno del complesso effusivo.

Rare ed isolate anche le sorgenti, di frattura, presenti nei calcari e nel granito, estremamente compatti ed impermeabili. Notevole è la totale assenza in zona di fenomeni carsici evidenti nel complesso calcareo triassico, continuo e non microtettonizzato.

Caratteri generali dell'idrografia sotterranea sono una scarsa consistenza quantitativa della falda contenuta nei terreni terziari, contrapposta all'abbondanza ed al significato positivo dal punto di vista dello sfruttamento delle emergenze bordanti la Giara, efficiente come serbatoio, ma sfruttata ben al di sotto delle sue possibilità effettive. Sono quelle della Giara infatti, tra quelle descritte, le sole sorgenti di ordine di grandezza (secondo Meinzer) superiore al 6° (1 litro/sec) contrapposto ad una quasi totalità di settimi ed ottavi gradi.

E' ovvio inoltre che il carattere perenne (seppure subvariabile) o semiperenne delle sorgenti della Giara le pone su un altro piano rispetto a quelle quasi sempre irregolari ed effimere che si trovano sul resto dell'area esaminata. La frequenza dei pozzi è compromessa dal punto di vista dell'utilizzo dal fatto che la superficie piezometrica si trova ad una profondità tale da

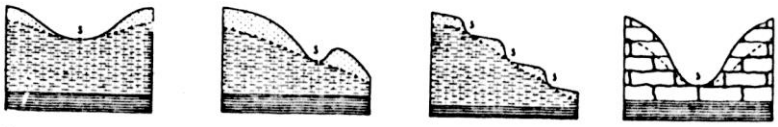
richiedere continui pompaggi, il che avvantaggia ulteriormente dal punto di vista della convenienza un approvvigionamento facente capo alla Giara che sfrutti il naturale dislivello per creare serbatoi e condotte idrauliche di approvvigionamento. Tale pratica, pure se diffusa, non è ancora, stranamente, generalizzata, senza dubbio per la consistenza economica delle infrastrutture: ognuno preferisce approvvigionarsi al proprio pozzetto, ed è purtroppo raro che l'acqua della falda circostante la Giara (ove esiste) sia potabile. Assai migliori le garanzie offerte dal punto di vista igienico dalle sorgenti più volte lodate, peraltro senz'altro non esenti da un qualche grado di contaminazione per la presenza di bestiame al pascolo sulla Giara (cavalli e pecore).

E' da ricordare che la piovosità media annua non bassa (900 mm) permetterebbe senza dubbio un assai migliore situazione dell'approvvigionamento idrico.

Tra le manifestazioni di controllo strutturale dell'idrografia, molto interessanti e non immediatamente evidenti sulla carta della medesima sono due casi di cattura fluviale, uno subito a sud del margine occidentale della Giara, fra Gonnosnò e Sini, interessante una zona di convergenza di strutture tettoniche, l'altro, meno evidente, sopra Assolo, provocante, in situazione tettonica analoga, una bruschissima sterzata del Flumini Imbessu verso NE. Benché sia raro in zona trovare una "meandrizzazione" o una irregolarità del corso di un fiume che non sia giustificata tettonicamente, il fenomeno di controllo da parte di strutture sepolte assume evidenza particolarissima in una zona immediatamente ad est di Genoni, ove, in concomitanza con due sistemi di fitti joints (vedi Tettonica) il piccolo Riu Pitziedda si incassa in meandri assai accentuati in modo improvviso ed imprevedibile, rispecchiando un fenomeno di sollevamento tipico del Pliocene medio.

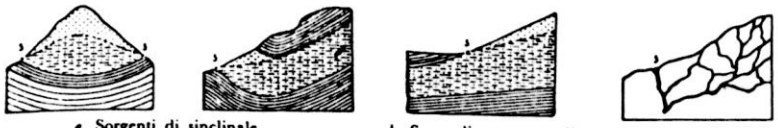
Concludo ricordando il frequente caso dell'allinearsi di due o più corsi d'acqua secondo la stessa direttrice tettonica o sulla stessa linea: evidenti esempi di questo tipo sono immediatamente leggibili sulla carta dell'idrografia.

SCHEMI TIPOLOGICI DI SORGENTI CITATI NEL TESTO



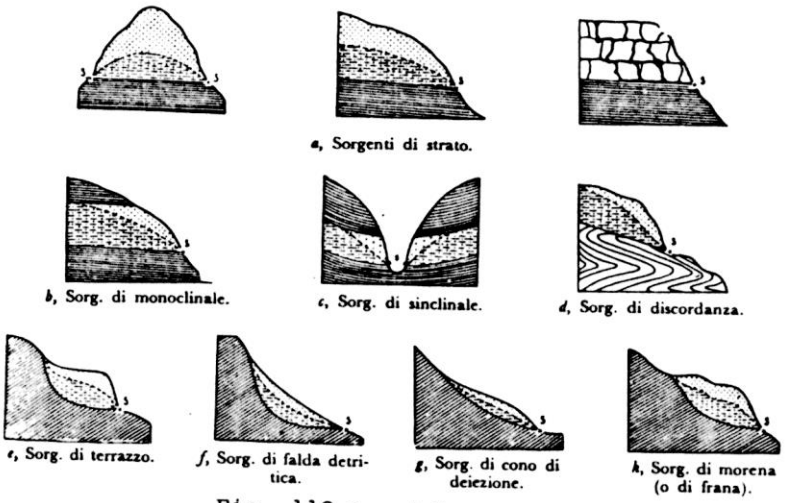
a, Sorg. di fondovalle (in terreni porosi). *b*, Sorg. di pendio o di conca. *c*, Sorg. di terrazzo. *d*, Sorg. di fondovalle (in terreni fessurati).

Fig. 108 Sorgenti di emergenza.



a, Sorgenti di sinclinale. *b*, Sorg. di copertura di strato impermeabile. *c*, Sorg. carsica.

Fig. 109 Sorgenti di trabocco.



a, Sorgenti di strato.

b, Sorg. di monoclinale. *c*, Sorg. di sinclinale. *d*, Sorg. di discordanza.

e, Sorg. di terrazzo. *f*, Sorg. di falda detritica. *g*, Sorg. di cono di deiezione. *h*, Sorg. di morena (o di frana).

Fig. 110 Sorgenti di contatto.

da Desio,1959

5N. Problemi di stabilità del versanti

Riferendomi alla classificazione del Penta, noto che le pendici della Giara sono sede elettiva di frane di detrito instabile, esso stesso frutto di frana di roccia lapidea poggiante su rocce argillose; la situazione complessiva può forse rientrare in un terzo tipo, distacco e crollo di singoli blocchi (tipi I-A-a, I-A-b, I-B-a).

Secondo la classificazione di Varnes, tali tipi di movimento sarebbero ascrivibili non tanto ai crolli, essendo il percorso aereo della massa in moto trascurabile, quanto a scivolamenti del tipo IF (Block Glide, scivolamento planare in blocco) a piccola scala. II movimento che definisce le conoidi detritiche riscontrabili sulle pendici della Giara è quello di colata lenta di detrito, peraltro non canonizzato.

Pure esaminando anche altre classificazioni, già ciò che ho citato mostra come il complesso dei fenomeni legati alla stabilità dei versanti intorno alla Giara vada esaminato in modo complessivo senza ridursi a modelli restrittivi di definizione.

L'erosione agisce con lievi sottoescavazioni delle marne sottostanti al basalto[3], sbloccandolo ai bordi della Giara lungo superfici preesistenti o di neoformazione, percorsi ad esempio di radici arboree lungo fessure dilatate dalla suolificazione favorita a piccola scala dal colore scuro. I blocchi scivolano a costituire una falda detritica, dalla quale però numerosi massi si separano scivolando o rotolando lungo il versante. Se compresi nel suolo, subiscono un arrotondamento per aggressioni chimico-fisiche, o comunque una più o meno accentuata alterazione. Quando invece è la falda stessa ad entrare in movimento, ad esempio perché sovraalimentata per sottoescavazioni più pronunciate (rigagnoli scendenti dalla Giara), essa giunge a proporre delle vere e proprie conoidi, che giungono ad una apparente stabilizzazione venendo comprese nettamente nel suolo, il che e la sorte di quasi tutti i blocchi di ogni dimensione. Per ciò che concerne i versanti della Giara, considerando la superficialità dei fenomeni, si può dire che un loro assurgere a situazione di rischio per i centri abitati circostanti e nettamente improbabile, ciò per la natura semipermeabile ben drenata delle marne, per la giacitura suborizzontale e massiva delle stesse, per le pendenze non accentuate e degradanti verso il basso del rilievo. I fenomeni di instabilità più frequenti saranno con quasi

[3] casi di cui al tipo 1-B-c del Penta

assoluta certezza lame superficiali di suolo e detrito (tipo 3-a del Penta) in occasione di piogge eccezionali, oltre ai tipi di distacco di blocchi e loro scivolamento già ricordati.

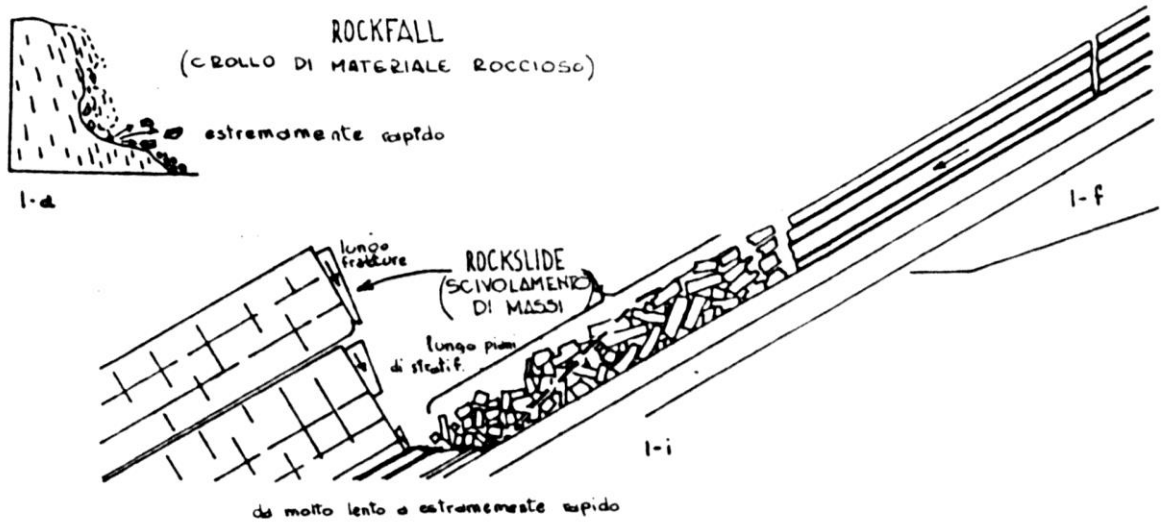
E' da notare tuttavia la presenza di uno scoscendimento vero e proprio, interessante il Monte Equas, che è un gigantesco blocco scivolato per cause non ben definibili allo stato attuale delle cose: il blocco si presenta ampiamente idrotermalizzato in talune sue parti, e pare evidente che abbia risentito del contatto con il basalto. Alcuni fenomeni di convoluzione delle varie litologie confermano l'importanza di fenomeni idrotermali all'interno di tale complesso, il quale probabilmente, influenzato dalle numerose direttrici di disturbo presenti nel settore, è franato in epoca relativamente recente: nulla mi autorizza a supporre che la frana abbia preceduto la messa in posto del basalto, e la morfologia ricostruita al di sotto di esso me lo fa anzi escludere. Peraltro il fatto che la giacitura di parte del complesso del monte Equas fosse già in partenza disturbata e senz'altro ammissibile, rispecchiando le litologie calcareo-detritiche un ambiente ad energia non bassa.

II monte S. Antine replica a piccola scala quanto osservato per la Giara: peraltro, essendo il rapporto area/spessore della lava assai più basso di quello della Giara, gli atmosferili hanno potuto sbloccare il piccolo plateau in pochi ed enormi elementi, alcuni dei quali potrebbero costituire un serio rischio per l'abitato di Genoni: l'uniformità del pendio rende probabile che, in caso di crolli, massi di centinaia di tonnellate piombino sul paese, che sorge assai più vicino a questo basalto instabile di quelli circostanti la Giara.

Relativamente alla franosità del complesso marnoso, valgono le stesse considerazioni esposte per la Giara. Solo blocchi relativi agli orizzonti competenti della parte basale trasgressiva, scivolando sulle formazioni sottostanti, replicano quanto osservato per il basalto, ad una scala assai minore. E' questo il caso di numerose scarpate e scarpatine cartografate. L'incoerenza dei sabbioni oligocenici, pur nella presenza di orizzonti competenti, rende ipotizzabile l'instaurarsi di scoscendimenti di materiali sciolti (2-b-III del Penta); tale induzione non è peraltro supportata dall'acclività assai scarsa dei versanti, per cui la zona può senz'altro essere definite stabile a grande scala, con possibilità di piccole frane di materiale sciolto laddove un intervento umano accentuasse le pendenze. II discorso vale anche per le vulcaniti. Distacco di blocchi dalle lave compatte sovrastanti, dolcezza e stabilità delle piroclastiti,

porose ma coerenti, peraltro nettamente erodibili (tafonature). Questo fatto comporta il rischio di distacco di blocchi anche per queste litologie meno massicce. Mentre la compattezza dei calcari e dei graniti li qualifica come massimamente stabili in zona, è da ricordare che immediatamente ad ovest della zona della mia tesi, questi ultimi sono oggetto dell'instaurarsi di ripidissime scarpate in corrispondenza del Riu Funtaneddas; qui l'erosione ha accentuate le lievi discontinuità interne del corpo intrusivo, e non è remota la possibilità di distacco di blocchi granitici.

SCHEMI TIPOLOGICI DI MOVIMENTI FRANOSI CITATI NEL TESTO



da Varnes, 1958

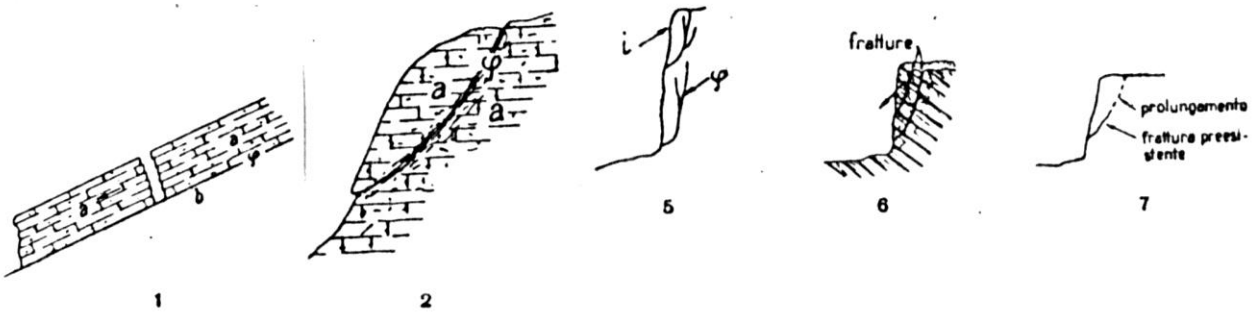


FIG. 1. — *Slittamento semplice di* a *su* b. φ giunto di strati. *a* e *b* possono essere sia rocce sciolte, che lapidee (v. testo: 1-*A*).

FIG. 2. — *Abbandono di sede con superficie di distacco e scorrimento* (φ) *preesistente* (v. testo: 1-*A*-a 1).

FIG. 5. — *Movimenti essenzialmente verticali.* Distacchi, smottamenti e «desquamazione» da pareti in rocce lapidee molto fratturate con superfici di distacco (φ) preesistenti in prevalenza parallele a quella esterna, *i* (v. testo: 1-*B*-a).

FIG. 6. — *Frana secondo fratture indipendenti dalla stratificazione* (a reggipoggio) (v. testo: 1-*B*-a).

FIG. 7. — *Frana per prolungamento di una frattura preesistente* (v. testo: 1-*B*-a).

FIG. 10. — *Frana per scalzamento al piede.* Il sottoscavo *S* determina il crollo di *B* (v. testo: 1-*B*-c).

FIG. 24. — *Frana senza una vera superficie di distacco* (v. testo tipo 3°).

da Penta, 1959

5O. Peculiarità della degradazione dei litotipi e strutture tipiche

Uno scheletrico compendio, essendo già stati accennati questi caratteri:

- Basalto; sfaldature cipollari (pseudopillows), rari accenni di fessurazione colonnare, strutture di alterazione del basalto bolloso consistenti in enormi "bolle" documentate in fotografia, tendenza all'arrotondamento dei ciottoli per processi interni al substrato pedogenetico. Lave a corde e scoriacee.
- Marne arenacee; minuta fratturazione in blocchetti e scaglie; rari calcinelli biancastri; cementazioni locali botrioidali in alcuni degli orizzonti più arenacei, vene di calcite secondaria in taluni di quelli più calcarei. Cornubianitizzazione delle marne presso il contatto con il basalto, assunzione in livelli caotici di un aspetto selcioso. Aspetto a scalinata degli strati più coerenti di natura calcarenitica presso Genoni.
- Vulcaniti; scavernamenti, tafonature; fenomeni di erosione localizzata con figure di corrosione peculiari (vedi foto).

Le altre formazioni non presentano peculiarità di rilievo. A conclusione di questo capitolo intendo ricordare come io abbia valutato con attenzione l'idea di proporre un capitolo dedicato alla suolificazione ed uno alle peculiarità delle acque dal punto di vista chimico: ma l'eccessiva specializzazione dei temi, unita alla scarsità di dati, mi ha sconsigliato dall'appesantire il lavoro con considerazioni facilmente ricavabili da ognuno dei miei lettori.

5P. Cenni alla evoluzione geomorfologica della zona

Dedico questo capitolo al sintetico riconoscimento dei trends in atto per ciò che concerne l' evoluzione dei rilievi in zona. Procedendo da N a S notiamo che già il complesso vulcanico rivela quello che è un dato comune a tutte o quasi le formazioni, ovvero una differente erodibilità nell'ambito di un unico complesso; come dimostra la tafonatura delle piroclastiti meno coerenti, si assisterà probabilmente alla creazione di piccole forme a plateau sormontate dalle lave o dalle ignimbriti, cioè a tante piccole "giare" con un "cappello" competente e versanti dolcemente degradanti. La complessità del substrato delle vulcaniti, brecciato e sbloccato, favorirà senz'altro l'istituirsi ai piedi dei rilievi descritti di un accentuato controllo strutturale dell'idrografia. Assai più

uniforme sarà la peneplanizzazione dei graniti e dei calcari, nel cui ambito peraltro si assisterà, oltreché al lento arrotondamento già tanto accentuato, all'estendersi verso sorgente della valle del Riu Funtaneddas (subito ad ovest dell'area in esame) con un più accentuato sviluppo di falde detritiche e dell'importanza di questa direttrice per l'erosione idrica. Essendo molto dolci, i pendii periferici di queste formazioni difficilmente evolveranno in modo abrupto, anche perché la tettonica presente nella zona, e in tutta l'isola, è assai blanda, dato questo utile da ricordare anche in relazione alle altre formazioni, per nessuna delle quali sembra probabile un accentuarsi improvviso dell'importanza del dato strutturale. Non cambierà sostanzialmente, se non nel senso di un ulteriore addolcimento, la morfologia della formazione di Ussana (sabbioni e conglomerati) in cui peraltro sbalzi di competenza continueranno a compromettere l'uniformità complessiva del processo erosivo.

Le numerose facies mioceniche costituiscono un complesso senz'altro erodibile nel contesto attuale della situazione: basta vedere la fine che hanno fatto laddove il basalto non le proteggeva. Ma, al punto in cui siamo, l'evoluzione dei terreni miocenici affioranti sarà assai lenta, potendosi considerare l'area già discretamente peneplanizzata, ed essendo i rilievi tanto esigui da non opporsi con decisione agli atmosferili, considerazione questa estensibile alla zona nel suo contesto generale. La Giara in sé stessa denuncia come trend fondamentale lo sbloccamento marginale del basalto, con rotolamento e slittamento di blocchi (vedi capitolo "Stabilità dei versanti"). In corrispondenza delle "sporgenze" dell'ellissoide costituito dal plateau principale compaiono inevitabilmente due versanti ad esposizione opposta, quindi due direttrici erosive uguali e contrarie; se ne deduce che la velocità locale di erosione, per "sottoescavazione-sottofranamento" e distacco dei blocchi e frammenti basaltici, è pressoché raddoppiata. Logico dunque supporre il ridursi della Giara ad una forma più regolare con bordi poco o punto frastagliati. I rigagnoli discendenti dalla Giara, specie quelli con sorgente sulla sua superficie, costituiscono un fenomeno da non trascurare: all'evoluzione di un tale modello pare senz'altro sia da addebitarsi il distacco, in zona Tesi Roveri, del blocco Giuerri Mannu-Giuerreddu che tra l'altro offre un esempio di potenziale "cattura fluviale" a piccolissima scala fra i due rigagnoli isodirezionali e di verso opposto che lo separano dal plateau principale (Riu Turrigas e Riu Cabras). Dunque anche il Riu Traineddu (vedi Tesi Roveri) provocherà un'indentatura sempre più

accentuata sulla superficie della Giara: conseguenza principale sarà il probabile isolarsi del blocco compreso tra la Scala Seremida e la Scala Ecca (in corrispondenza della quale non affiora basalto) e la creazione di un piccolo complesso basaltico separato, come quello già citato. Tutto ciò accelererà l'erosione del lato sud, che, nonostante la più favorevole esposizione, non gode di una copertura vegetale accentuata come quella del versante settentrionale. All'ulteriore procedere dei fenomeni, peserà senz'altro il differente spessore di basalto nei settori est ed ovest. Sarà forse un affioramento subellissoidale ad asse NW-SE, come il complesso attuale, l'ultimo vestigio della Giara. Ciò ci porta a considerare meglio il significato del Monte S. Antine. Fra esso e "Su Cornazzu" la differenza di 20 metri di quota denuncia la presenza di una faglia (ben probabilmente neo-tettonica a orientamento campidanese) che è stata senza dubbio la causa prima (nell'ambito dei sollevamenti marginali al Campidano più volte ricordati per la tettonica pliocenica) del distacco del piccolo complesso e della rapidità della sua evoluzione (nulla mostra l'evidenza di un centro effusivo separate per il piccolo plateau di Genoni).

Come mai una lingua dl lava si sia spinta così a nord non è facile dirlo, benché a tale proposito sia interessante considerare che la trasgressione miocenica ha apparentemente riflettuto la stessa "irregolarità". E' peraltro assai improbabile che una paleomorfologia valliva abbia condizionato sia trasgressione miocenica che effusioni basaltiche. La spiegazione più probabile resta quella a sfondo tettonico, che prevede una qualche disgiunzione ad asse più o meno N-S, di probabile età oligocenica e ripresa plioquaternaria. L'inquadrarsi in questo contesto dell'evoluzione del monte S. Antine confermerebbe come i trend presenti dal punto di vista dell'evoluzione geomorfologica siano in atto da molto tempo, pur nelle variazioni di clima a scala macroscopica. E' da ricordare a tale proposito come il procedere dell'erosione idrica all'intorno della Giara, ed al di sotto del basalto prima dell'effusione, sia segnato da alcuni residui di paleoterrazzi, la cui disorganizzazione ed esiguità non permette al presente che il loro riconoscimento. I dislivelli massimi "fossilizzati" dalla Giara sono dell'ordine di 50 metri: peraltro l'ignoranza dello spessore originario della serie miocenica in questo settore marginale non ci consente di fare considerazioni legate alla velocita di erosione: essa sarà peraltro drasticamente diminuita al concretizzarsi dell'abbassamento della Giara/innalzamento del settore a nord, peraltro

neanch'esso databile con sicurezza (Cherchi, 1978).

Nei quadro pre-effusivo comunque sembra evidente come il Miocene marino coprisse con uniformità anche buona parte del paleo-mesozoico: in caso contrario non sarebbe spiegabile l'esiguità del gradiente topografico "fossilizzato" dalle effusioni, che tra l'altro in alcuni punti pare denunciare, come sarebbe ovvio nel contesto tettonico, una inclinazione verso Est e Sudest, più o meno la stessa rivelata dalla superficie attuale del basalto nonché dagli spessori lungo il probabile "asse vallivo" colmato in corrispondenza dello "scalino" e di Scala Seremida. Tale potenziale "asse" punta verso SSE.

Ulteriori considerazioni sarebbero eccessivamente congetturali.

6. TETTONICA

Saranno in questo capitolo affrontati, oltre alla tettonica in senso stretto, tutta la serie di argomenti, in verità difficilmente separabili da quelli a sfondo strettamente geomorfologico, relativi all'influsso della tettonica su taluni caratteri dell'idrografia e delle forme del rilievo, quindi anche alla natura tettonica dei numerosi allineamenti riscontrati. Ad un primo e generico sunto a carattere complessivo, seguirà una trattazione di dettaglio di tutti quei fenomeni che i mezzi a mia disposizione mi hanno consentito di osservare.

Tratterò congiuntamente, per ragioni di unitarietà del discorso, sia la mia zona che quella del collega Roveri.

6A. Generalità

I primi fenomeni tettonici di cui sia possibile notare testimonianza in zona sono riconducibili all'orogenesi ercinica, che metamorfosa e disloca variamente le diverse unità che si presentano a noi come "scisti verdi", attraverso tre fasi di piegamento (Carmignani et alii, 1978) con l'istituzione di falde di ricoprimento suborizzontali, pieghe più o meno serrate e scistosità. Un maggiore dettaglio comporterebbe la parziale ricopiatura dell'articolo di cui sopra appare il riferimento bibliografico, sforzo inutile anche per la esiguità e aleatorietà delle osservazioni di questo carattere eseguibili in zona. Già meglio osservabili invece sono le strutture interessanti il complesso triassico dei calcari (Damiani-Gandin, 1973), che (come è possibile notare esaminando congiuntamente la mia carta geologica e quella di Marco Roveri) è tettonizzato da faglie a modesto rigetto in prevalenza riferibili a due direzioni (grossolanamente NO-SE e NE-SO); stento a condividere la sicurezza con cui è proposta da Damiani e Gandin la probabile formazione di un piccolo graben ad asse NW-SE (bordato da affioramenti granitici) e di uno, ancora minore, osservabile ad occidente della mia zona di tesi lungo il Riu Funtaneddas. II Riu Scraccadroxius ed il Riu Pardu (quest'ultimo ad ovest dei limiti dell'area studiata) seguono i limiti dell'affioramento con una impostazione sufficientemente decisa da confermare la presenza di faglie a consistente rigetto che delimitano verso sud e verso ovest l'affioramento granitico/calcareo, come è anche confermato dal dato morfologico e dall'assenza di affioramenti coevi a quelli citati a quote di molto inferiori. Nonostante il tipo di allineamento

rappresentato dai sistemi coniugati citati poco fa paia riflettere un andamento caledonico (Valera, 1969; Cocozza, 1973), nulla toglie al fatto che la quasi totalità delle faglie sia sinsedimentaria o attiva anche posteriormente alla litificazione del complesso. E' anzi logico notare come unità antiche come gli scisti e i graniti costituenti il basamento per i calcari dovessero risentire dei movimenti silurico/devoniani come di un fattore strutturale determinante. II perdurare posteriormente ai calcari di allineamenti attivi variamente ripresi del tipo di quelli descritti, nonché di tutta la serie di quelli più recenti di cui tra breve, è testimoniato dalla distribuzione localizzata delle vulcaniti e da alcuni aspetti della stessa Giara. Oltre alla ovvia considerazione che l'instaurarsi di effusioni prevede la presenza di una o più direttrici tettoniche, si nota come la leggibilità di queste ultime sia parzialmente compromessa dalla natura stessa del processo effusive di piroclastiti, ignimbriti e lave. Pure, esaminando la situazione ad ampia scala (100.000 del Servizio Geologico) si nota (il che non è del tutto evidente al 10.000 specie su di un'area così ristretta) l'allungarsi dei depositi vulcanici lungo assi N-S e NO-SE. II primo allineamento è quello della grande fossa tettonica sarda, particolarmente attiva nell'Oligocene (importantissime considerazioni sul significato del rifting oligocenico sono esposte nel capitolo "Storia Geologica dell'area studiata"), ed il secondo non contrasta con quelli riscontrati nello sbloccamento "a scacchiera" oligocenico, e neppure con quelli già visti sinora. Per lo meno in zona, quindi, non si notano novità di rilievo fino all'impostazione, nel Terziario recente, del graben campidanese.

I depositi ascritti alla "formazione di Ussana" su cui avviene la trasgressione non hanno caratteristiche tali da permettere osservazioni tettoniche, per la loro natura poco coerente e la giacitura massiva, pur collocandosi in modo preciso in una fase tettonica sin-rift. Il corpo stesso della trasgressione risente delle irregolarità morfologiche del bacino così come di quelle tettoniche: ma a scala regionale è facile notare come la trasgressione oligomiocenica sia stata preceduta dalla fase distensiva posteocenica già citata con venuta delle prime tra le vulcaniti calco-alcaline che avrebbero continuato fino a Miocene inoltrato ad essere effuse.

Riferendomi all'articolo di Cherchi, Marini ed altri (1978) sui movimenti neotettonici nella Sardegna Meridionale posso schematizzare quanto segue, che interessa molto direttamente quanto osservato sul terreno: se

durante il Miocene l'area campidanese non costituiva ancora un graben, come dimostra l'uniforme spessore e distribuzione dei sedimenti miocenici al centro ed ai bordi dell'attuale rift, già durante il messiniano e fino al Pliocene inferiore la tettonica distensiva si attivava, secondo le modalità consuete per un rift continentale, con creazione di faglie dirette riflesse anche da talune colate riolitiche del Monte Arci, a carattere lineare, come già altre precedenti (Atzeni,1959), secondo gli allineamenti grossolanamente NO-SE cui ci si riferisce appunto come campidanesi. Per una subsidenza veramente accentuata bisogna tuttavia attendere il Pliocene superiore, in cui il potente complesso continentale della formazione di Samassi si accumulava entro la fossa con elevata velocita (550 m in meno di 1 Ma). Tale tettonica è stata per un certo tempo accompagnata da attività vulcanica (daciti del Monte Arci) nonché dal sollevamento delle aree paleozoiche e mioceniche bordiere alla fossa. E' probabile che in questa fase, e comunque prima delle effusioni basaltiche, che non lo rispecchiano, si origini un lieve tiltaggio (con immersioni verso nord e nord-est) del complesso miocenico sottostante la Giara. Ciò varrebbe a spiegare alcuni particolari della giacitura dell'intercalare calcareo principale, il cui degradare verso nord, con pur debole pendenza, non e ben spiegabile nel contesto dei fatti noti.

Col finire del Pliocene superiore e fino al Mindel compreso, "importanti faglie a direzione campidanese hanno agito sbloccando la formazione di Samassi (tipica del Pliocene sardo, e un complesso marnoso/arenaceo/conglomeratico, continentale e deltizio) a gradinata verso l'asse centrale della fossa, con rigetti complessivi dell'ordine dei 600 metri". E' a questo intervallo di tempo che sono riferibili la venuta dei basalti delle giare; la Giara di Gesturi, pure se ribassata rispetto al settore Nord (es. Monte S. Antine), risulta essere (rispetto alla gran parte della Marmilla) un alto strutturale o quantomeno proporsi come tale ad effusioni avvenute, come prova la correlazione, tra le pendici della Giara e il Monte Arci, delle quote di affioramento di un complesso piroclastico di cui in Atzeni (1959).

Dal Mindel-Riss al Tirreniano II escluso (in cui i movimenti sono cessati) la tettonica ha agito soprattutto al meridione del Campidano, con fagliature dei terrazzi mindeliani. Non pare da quanto osservato che effetti di quest'ultima fase tettonica siano osservabili nel settore in cui si situa l' area da me studiata.

In relazione al Campidano come fossa tettonica, si nota che anche altri Autori oltre a quelli citati sono pienamente d'accordo nel ritenere mioceniche le faglie che ne hanno provocato l'abbassamento, e pre-miocenica l'impostazione della grande fossa tettonica sarda ad asse N-S di cui già ho riferito (asse Asinara/Cagliari). Peraltro è doveroso ricordare che c'è chi non concorda con quanto esposto, ritenendo, come Cavinato (1939) che la depressione fosse già abbozzata nel Permiano, o, secondo Vardabasso (1962), sin dall'Eocene. La grande faglia più o meno coincidente col tracciato della strada Carlo Felice (direzione intorno a NNW-SSE), è il principale elemento tettonico del Campidano assieme a quella analoga e parallela ad ovest di quella citata; esse separano la pianura dai complessi collinosi circostanti. Ma è inutile descrivere, e per sommi capi, quanto può essere assai meglio mostrato da un esame anche rapido della cartografia tettonica del settore, ad esempio quanto allegato all'articolo di Cherchi et alii (1978).

6B. Nuovi dati strutturali

Fin qui e stato riportato quanto la letteratura ed alcune osservazioni generali hanno fornito sin ad ora. Peraltro, in grazia della collaborazione del collega Roveri, sono stato in grado di conoscere una recentissima comunicazione di A. Cherchi ed L. Montadert, esposta nel corso del 71° congresso della SGI, e presentemente in corso di stampa. I dati che da esso emergono aprono nuove prospettive per lo studio del Terziario sardo, e mi è parso doveroso, anche per ragioni di unitarietà del discorso, farne menzione separata in questo capitolo, visto che dallo studio, in parte svolto nella zona di cui riferisco, sono emerse interessantissime conclusioni.

II grande rift oligomiocenico sardo ad asse N-S, di cui già si e detto, risulta effetto delle sollecitazioni distensive create da una zona di subduzione crostale situata in un punto imprecisato ad est della Sardegna: il complesso sardo viene a delinearsi, come già ipotizzato da alcuni, come l'arco di un sistema arco-fossa: in tale luce si situa il vulcanesimo calco-alcalino oligomiocenico dell'isola, cui tra l'altro, fanno capo le andesiti del Cixerri e le trachiandesiti del mio settore. La fase distensiva ora citata segue quella compressiva eocenica (Pirenaica), e termina, in seguito alla rotazione antioraria della microplacca sardo-corsa, nell'Aquitaniano, precedendo la fase compressiva

burdigaliana (già avviata nel corso della "rotazione"), che segna il fine dell'apertura del Mediterraneo occidentale per la collisione dei blocchi sardo-corso ed apulo. Il rift ha i suoi corrispondenti nel sudest della Francia e probabilmente in Algeria, assistendosi al ripercuotersi dei fenomeni sommariamente esposti su un'area assai estesa, su tutta la superficie (in gran parte attualmente sommersa) della quale si assiste ad un articolarsi della sedimentazione in tre fasi (tra parentesi le formazioni di riferimento per il settore sardo, i cui analoghi per i motivi esposti sono riconoscibili in tutta l'area mediterranea occidentale): pre-rift ("Lignitifero" sulcitano, Formazione del Cixerri), sin-rift (Formazioni di Ussana, Calcari di Villagreca, Formazione della Marmilla), Post-rift (Marne di Gesturi, Argille di Fangario). L'inquadrarsi della sedimentazione nel contesto strutturale sarà più ampiamente dettagliato in altra sede (Storia Geologica). Se i 500 metri di rigetto della faglia principale del rift, spesso nettamente evidenti nel paesaggio, sono la espressione più evidente esteriormente del processo tettonico distensivo, importanza anche maggiore hanno, da tale punto di vista, i numerosissimi sbloccamenti, cui già ci si e riferiti come "sbloccamento a scacchiera"; nella fase distensiva iniziale, in cui si assiste alla formazione del margine del rift, le tensioni si trovavano ad agire sulle varie litologie e sulla complessa struttura del basamento (in cui è a tratti estremamente difficile distinguere le faglie oligoceniche da quelle erciniche). Ciò giustifica il grande numero di blocchi tiltati di 5°-20° che si è venuto a creare, costituendo un *leitmotiv* della geografia dell'epoca oligocenica: tali basculamenti delineano tutta una serie di semigraben e talora piccoli graben, con ovvi riflessi paleogeografici, valutabili con maggiore esattezza al margine orientale del rift. Infatti quello occidentale è stato interessato per gran parte dalla tettonica campidanese, che peraltro ha senz'altro ripreso motivi oligocenici, pro parte. Nel settore che comprende la mia zona, situantesi al margine orientale, sono state riconosciute tutta una serie di faglie dirette riconducibili a due sistemi (orientamenti medi N 130°-N 150° e N 170°-N 190°) dai quali emerge anche un trend distensivo tra NE e SW.

Mi pare indispensabile a questo punto proporre una interpretazione relativa agli affioramenti paleo-mesozoici riscontrabili nel mio settore. La faglia a direzione grossolana NNE-SSO che delimita, lungo il corso del Riu Pardu, in zona tesi di Marco Roveri, gli affioramenti citati, è a mio parere seguibile anche al di sotto della Giara o comunque ne è seguibile una dello stesso orientamento

lievemente spostata ad est (vedasi a tale proposito la descrizione dei basalti nel capitolo "Formazioni"). Ritengo che tale discontinuità tettonica costituisca il margine di un blocco tiltato, inclinato grossolanamente verso Sudest (verso est immergono gli intercalati calcareo/organogeni miocenici), di cui le rocce più antiche rappresenterebbero la cresta erosa; tale blocco delimiterebbe un semigraben o comunque una depressione a profondità crescente verso est e verso sud, il che parrebbe riprovato dal maggiore spessore del complesso calcareo aquitaniano a intraclasti e Litotamni presso Isili (vedi "Storia Geologica della zona" per l'inquadramento organico dei fenomeni) che si trova in tale direzione e in parte dalle quote di affioramento dei calcari intraclastici langhiani sui versanti della Giara. Ciò giustificherebbe oltre alla brusca troncatura del Riu Pardu il degradare assai più dolce verso Genoni del blocco pre-terziario. Come mai la faglia "Riu Pardu-Gradino Giara" intersecata e spostata a est (via via che si precede verso sud) da direttrici NO-SE risulti assai meno evidente procedendo verso sudovest è facilmente spiegabile da vari punti di vista: verso sudovest affiorano formazioni post-rift non interessate direttamente dalla faglia, agisce lo sbloccamento a gradinata plioquaternario campidanese, sempre lungo la stessa direttrice aumenta lo spessore delle coperture marine mioceniche in cui peraltro mancano tracce di trasporti verso NW, verso la parte "bassa" del gradino, visto che si tratta di depositi post-rift (vedi 7), ed in terzo luogo nulla ci impedisce di ritenere che il blocco tiltato inclinasse tanto a sud quanto ad est o che la struttura sia stata ripresa, nella fase pliocenico-superiore-mindeliana, in modo differenziato in dipendenza del fattori esposti; se ne potrebbe concludere, forse con sicurezza ingiustificata, che il blocco granito-calcareo costituisce lo "spigolo nordoccidentale" di un blocco tiltato, lungo il cui margine settentrionale si colloca la direttrice del vulcanesimo "trachitico" e/o che i terreni "antichi" si organizzassero in una prominenza localizzata ancor prima dello sbloccaggio.

Le mie considerazioni apparentemente trascurano il fatto che a sud il Paleomesozoico è bordato dalla formazione sin-rift di Ussana, con un trend di approfondimento del bacino verso sud o sudest, e ben probabilmente anche da una faglia. Non mi sento però di considerare l'affioramento granitico-calcareo come rappresentativo dei limiti del blocco tiltato. II margine meridionale dell'affioramento si proponeva già poco dopo la litificazione come linea di costa ed è probabile che la faglia corrispondente fosse già da tempo inattiva

nell'Oligocene (tutto il lato sud e incrostato da ostreidi antichi in apparenza diagenizzati insieme alle rocce ed è perforato da litodomi nella zona). Nell'ipotesi che a fare fede dei limiti del blocco siano le vulcaniti a nord ed il Riu Pardu-Gradino della Giara ad est, ipotesi che io appunto ho formulato, non ho affatto escluso che il complesso del blocco si sia più o meno suddiviso il che anzi è parte integrande della ipotesi. Anche per il margine orientale, quandanche fosse una faglia di quelle riportate in Carta degli Allineamenti a terminare ad est il paleo-mesozoico, ciò nulla toglierebbe alle considerazioni precedenti; anzi, il parallelismo fra la prima direttrice citata a questo proposito e l'ultimo allineamento notato nonché molti altri (Sa Poia Manna, margine est Giara in zona Pauli de Fenu, Case Sanna-Nuraghe Nuridda) sempre ad asse NNE-SSW, orientamento tipico dello sbloccamento, più che proporre la presenza di numerosi blocchi a pianta rettangolare allungati NNE-SSW confermerebbe una tettonica interna al blocco con una serie di fratture a rigetto minore o nullo dello stesso orientamento, residuo di joints nell'ambito del blocco già ipotizzato, variamente riattivati dalla tettonica campidanese e sfruttati dall'ascesa dei magmi basaltici, insieme ad un'altra direttrice NW-SE più tipicamente campidanese, segnante l'allungamento areale della Giara, ma forse anch'essa ripresa (vedi sistemi già citati per la zona),

Ho comunque il dovere di considerare anche l'ipotesi che l'allineamento della struttura a scalino della Giara e del margine dei terreni più antichi sia casuale, o meglio dovuto ad altri motivi: questa spiegazione è più semplice, ma può non essere più esatta. Ne risulterebbe che il blocchetto tiltato si ridurrebbe alla scala dell'affioramento, e che il cambiamento di spessore del basalto presso lo "scalino", cioè il probabile istituirsi di una paleovalle subparallela a quella del Riu Pardu (vedi paragrafo sul basalto), rispecchi semplicemente un fatto locale, cosa peraltro possibilissima.

Si potrebbe infine considerare il possibile sollevamento neotettonico del blocco dei terreni antichi e del Sant'Antine, ma questa ipotesi è esclusa dal fatto che il basalto è effuso a sollevamento avvenuto (vedi 9) e dalle facies bordiere ai graniti ed ai calcari, evidentemente esposti nel periodo sin-rift, come "sporgenze" marginali del blocco ipotizzato. L'ipotesi del "blocco grande" tiltato inclinato verso sud ed est mi sembra quella che spiega il maggior numero di fatti, specie se si considera tale unità strutturale come abbastanza spessa da non risentire della tettonica interna scompaginandosi nel basculamento.

Compendiando quanto esposto, e senza nessuna pretesa di esaurire l'argomento, in realtà di complessità ben al di la delle mie modeste capacita di risoluzione, si può sottolineare come la fase distensiva connessa alla formazione del margine orientale del grande rift abbia interessato la zona di cui riferisco: ciò, sia riprendendo motivi antichi (caledoniano-ercinici) di cui il basamento risentiva, sia proponendone dei nuovi in seguito più o meno ripresi nel Plio-quaternario.

In tal senso, nella Carta degli Allineamenti proposta per la superficie della Giara e per le immediate adiacenze, e stata adottata una legenda scheletrica e poco esauriente: l'accentuata variabilità dei caratteri dello sbloccamento marginale e la pre-esistenza di disgiunzioni più o meno latenti in tale substrato, nonché il ripercuotersi della divisione in blocchi nelle età successive, non permettono a mio avviso di riferire con sicurezza le direttrici tettoniche all'una o all'altra fase. Possiamo solo dire che, per le strutture NNE-SSW, tale asse non contrasta con lo sbloccamento oligocenico, e per quelle (E)SE-(W)NW che esse sono tutto sommato compatibili con la "gradonatura" campidanese, peraltro non necessariamente presente in questo settore (in Cherchi et alii, 1978, non sono riconosciute strutture neotettoniche in zona) benché la differenza di quota di 20 m fra Giara e Monte S. Antine sia a mio avviso spiegabile solo in tale modo.

Ulteriori considerazioni su argomenti a sfondo tettonico sono svolte nel capitolo riguardante il Basalto, mentre la descrizione di dettaglio delle strutture segue immediatamente.

6C. Descrizione della Carta degli Allineamenti

Questo documento e stato ricavato dall'esame aerofotogeologico della copertura IGM al 30.000 circa, rivelatasi insostituibile fonte di dati, che, come prevedibile, hanno confermato quanto le elaborazioni teoriche lasciavano supporre, permettendo inoltre di puntualizzare fatti altrimenti impossibili da notare. Già svolta la descrizione del complesso effusive della Giara e del suo substrato, non ci resta che descrivere gli allineamenti notati, nella generalità dei casi di sicura origine tettonica: essi rispecchiano i trend già notati nel commento alla carta dell'idrografia superficiale. Procedendo in senso orario attorno alla Giara dalla sua estremità occidentale, notiamo la quasi totale

assenza di allineamenti a sud di Assolo: solo un tratto del bordo della Giara e decisamente lineare (E-W).

Come già notato in precedenza, il flumini Imbessu, subito a Nord di Assolo, denuncia un accentuato controllo da parte di due direttrici, di cui la più antica NNE-SSW, è dislocata da quella E-W, seguibile fin verso Senis, laddove si manifestano orientamenti nord-sud che giungono ad interessare la Giara, venendo intersecati a nord della stessa da blandi motivi intorno a NW-SE. Presso Nureci si manifesta una fascia di influenza della faglia intorno a NNE-SSW, probabile prosecuzione di quella sottostante alla Giara ed anzi condizionante la paleotopografia al di sotto di essa: quest'ultima risulta un poco spostata verso sud-est rispetto a quella di Nureci, risultando assai probabilmente dislocata lungo l'asse del Riu Flumini: tutto ciò riproverebbe quanto esposto poco fa in relazione al "blocco tiltato", essendo evidente anche a sud della Giara, sempre con un ulteriore piccolo spostamento a SE, un altro orientamento come i precedenti: l'evoluzione del margine occidentale del potenziale blocco tiltato sarebbe quindi stata condizionata da orientamenti "campidanesi" o comunque subperpendicolari ad esso, il che rientra nel normale quadro dello sbloccamento "oligocenico" più volte ricordato. La tettonica del complesso paleo-mesozoico fra Nureci e Genoni risulta complessa e condizionata da direttrici non altrove riscontrate, per l'ovvia antichità di queste rocce, ma in parte da motivi ripresi anche più di recente. Si notano con maggiore evidenza un gruppo di allineamenti paralleli a quelli Riu Pardu-Gradino Giara (NNE-SSW) ed un altro assai lungo seppure non deciso, tangente all'abitato di Genoni e proseguente al di la dei confini della zona in esame con asse NW-SE. Sempre subito ad est di Genoni si manifesta un accentuata spinta (assai probabilmente riferibile al Pliocene superiore) da parte di una struttura sepolta che costringe l'insignificante Riu Pitziedda in meandri incassati in una zona intersecata da fittissimi sistemi di joint (NS-NW/SE).

II secondo di questi orientamenti permane in alcuni allineamenti immediatamente a sud, il primo si manifesta in una poco accentuata lineazione giungente, a sud, fino a Gesturi. Sul significato di questa struttura, delimitata verso Genoni da una faglia piuttosto continua NNE-SSW, sono possibili solo ipotesi: non appare alcun motivo evidente di un accentuarsi delle tensioni in questo settore, in cui affiorano facies calcaree della formazione della Marmilla. Sui caratteri della struttura sepolta che potrebbe giustificare il fenomeno della

meandrizzazione, e possibile pensare che si tratti di una propaggine particolarmente resistiva, forse granitica, del substrato più direttamente interessato dallo sbloccamento, forse di un "blocchetto" rimasto "incastrato", nel corso di tale fenomeno, fra discontinuità tettoniche assai più rilevanti, del resto testimoniate ai margini di questo piccolo settore. A sud di Genoni alcuni motivi NW-SE paiono dislocare un allineamento seguibile fin sulla Giara (sede di allineamenti secondari qui non commentati), quest'ultimo grossolanamente NE-SW, mentre nei pressi di Gesturi e fin verso Barumini un fascio a direttrice NW-SE interessa con regolarità un'ampia area. Tra N-S e NE-W invece tutti i principali allineamenti tra Tuili e Gonnosnò. Notevole peraltro il loro intersecarsi con un sistema NW-SE, in apparenza di minore importanza, ma che pare avere influito sulla forma del bordo della Giara. A nord di Sini è visibile un paio di elementi ad asse E-O, e l' ultimo elemento degno di nota e il proseguire sulla Giara di un vistoso asse già seguibile ad ovest di Senis, che pare bloccarsi lungo lo "scalino" che il plateau presenta.

Cerchiamo ora di raggruppare gli elementi strutturali citati in categorie riconducibili a fatti noti tra quelli documentati sinora per la tettonica di questo settore.

A) **Gruppo a direzione grossolana N-S** - Tale gruppo rispecchia direttamente la direttrice fondamentale del rifting oligomiocenico: zona di Senis, tra Senis e Nureci, zona a Joint ad est di Genoni, da qui fin verso Gesturi, sopra Tuili.

B) **Gruppo a direzioni N 130°-N 150° e N 170°-N 190°** - Tale gruppo si colloca come espressione dei trends fondamentali dello sbloccamento marginale del bordo orientale del rift, evidenziando anche un trend distensivo tra NE e SW: zona Gesturi-Barumini, Zona Genuri-Sini, pressi di Assolo, asse Nureci-Genoni, a sud di Genoni.

C) **Gruppo a direzione NNE-SSW** - Tale gruppo rispecchia il presumibile orientamento del margine occidentale di un blocco tiltato (probabilmente a sua volta sbloccato da direttrici NW-SE) sempre nell'ambito della tettonica oligocenica: Riu Pardu di Nureci/Gradino Giara/Zona Genuri-Turri, tra Geno ni e Nureci, subito ad est di Genoni

D) **Gruppo ad asse E-O ed ESE-WSW** - Tale gruppo rispecchia la direttrice dello sbloccamento a gradinata ad asse campidanese. Lungo tale asse si e avuto l'abbassamento della Giara rispetto al Paleozoico, nonché

l’allungamento principale del complesso della Giara stessa: tra Assolo e Senis, a nord del margine settentrionale della Giara, sopra Sini, sopra Tuili.

E) **Gruppo di orientamenti vari** - Tale gruppo (di assai esigua consistenza numerica) comprende tutte le manifestazioni di allineamenti non altrimenti catalogati.

I limiti di una categorizzazione cosi ristretta balzano subito all'occhio. Ricordiamo soprattutto come la tettonica oligocenica riprenda gran parte dei motivi preesistenti, come la natura del basamento rendeva ovvio, come lo sbloccamento marginale riprenda fattori locali riconducibili a tali motivi precedenti, e come anche la tettonica campidanese in molti casi non abbia fatto altro che avallare disgiunzioni già più o meno impostate. L'unica conclusione possibile è la seguente:

nell'area in esame i motivi tettonici pre-oligocenici, isolati, al presente, ai ristretti affioramenti precedenti al Terziario antico, sono stati per la maggior parte obliterati, mentre sono stati ripresi solo quelli rispecchianti le direttrici del rifting e dello sbloccamento marginale, che ha in tal modo assunto caratteri di una estrema variabilità nei particolari; i fatti tettonici postoligocenici non hanno potuto prescindere dai motivi proposti dal rifting e dallo sbloccamento che ha appunto create quasi tutti gli elementi strutturali importanti alla scala media nel settore, e sono assai scarse le direttrici del tutto nuove introdotte dall'instaurarsi del graben campidanese, per lo meno in questa zona. In sunto, la tettonizzazione di questo settore ed i riflessi della medesima sulla sedimentazione si sono manifestati soprattutto nell'Oligocene, seppure non sempre attraverso motivi originali.

7. STORIA GEOLOGICA DELLA ZONA

A un titolo tanto ambizioso corrisponde un capitolo estremamente generico e compendioso, che intende proporre le principali conclusioni da me raggiunte, diluendole con quelle ottenute da varie fonti libresche autorevoli, in un riassunto ideale.

Ben poco ci e dato di sapere dei particolari di questo settore nei Paleozoico: aggiungere qualcosa alle scheletriche osservazioni proposte nei capitoli relativi a "scisti verdi" ed a granito ercinico significherebbe lavorare puramente di fantasia, su un'area tanto ristretta. Dobbiamo dunque attendere il Trias, il Muschelkalk superiore in particolare, per vedere delinearsi un fenomeno tale da fornire chiare indicazioni paleomorfologiche e paleoambientali: la formazione dei calcari di Monte Maiore; la trasgressione che in questo periodo ha interessato il basamento paleozoico organizzato nei penepiano triassico e proceduta attraverso l'istituirsi di piccoli golfi che ne seguivano le irregolarità. II ruolo del granito di Nureci (che, nella zona studiata dal collega Roveri delimita ad ovest l'affioramento calcareo, e che, con gli scisti verdi ed altre propaggini graniti che, costituiva il fondo del bacino) e stato con tutta probabilità quello di un piccolo alto strutturale costituente una barra che isolava un bacino semichiuso, iperalino, dalla comunicazione col mare aperto. In esso, in condizioni di clima caldo arido (come ampiamente testimoniato in Damiani e Gandin, 1973) e con periodici apporti terrigeni in ambiente di piattaforma continentale, la sedimentazione si manifestava prima a batimetrie sopra-cotidali/intercotidali, infine decisamente subcotidali, in un bacino ampiamente interessato da rotture morfologiche dovute alla differente erodibilità delle litologie che lo costituivano. Pare infine che alcune strutture osservate (piezoclasi), nonché la struttura tettonica dell'affioramento, permettano di ipotizzare la presenza di movimenti tettonici sindeposizionali che hanno diminuito progressivamente l'efficacia della "soglia" granitica, facendo perdere i caratteri più accentuatamente iperalini al settore in esame. La fine della sedimentazione carbonatica è collegata all'emersione del complesso, avvenuta comunque in un quadro non chiaro nei particolari.

Assai ampio l'intervallo di tempo non documentato da sedimenti , sia prima che dopo i calcari descritti. Dobbiamo infatti attendere l'Oligocene per potere osservare ulteriori fenomeni interessanti il settore, le cui direttrici tettoniche, sino ad allora, avevano rispecchiato semplicemente le complesse

vicissitudini del basamento secondo trend irregolari o organizzati in complessi valutabili solo ad un grado elevato di regionalità.

L'instaurarsi nell'Oligocene medio (Cherchi-Montadert, 1982) del grande rift sardo, ad asse N-S, connesso ad una zona di subduzione crostale ad est della Sardegna, si ripercuote in questo settore, che ne costituisce il bordo orientale, con la creazione di tutta una serie di fenomeni marginali, facilmente prevedibili in zona di tettonica distensiva: le direttrici tipiche del rifting (disgiunzioni ad asse compreso tra N-S e NNW-SSE) interagendo con le complesse strutture del basamento e delle formazioni rigide ad esso sovrapposte, lo sbloccano ribassandolo in una successione di blocchi tiltati, delimitati anche da faglie trasversali. II modo in cui questi fatti strutturali si rispecchino in zona è stato ampiamente commentato, e mi interessa approfittare di questo capitolo per collocare in un contesto strutturale le formazioni riconosciute nel settore. I sedimenti "pre-rift", non riconosciuti in zona, denunciano la loro provenienza dal dominio iberico (Formazione del Cixerri) in ambienti litorali e paralico-continentali. II fondamentale cambiamento strutturale corrispondente all'apertura del rift è marcato dai depositi clastici continentali della Formazione di Ussana, i cui primi depositi sono riferibili all'Oligocene superiore. Durante la definizione del margine, la formazione di strutture come blocchi basculati, semigraben, piccoli graben e horst provoca forti fenomeni erosivi per la creazione di nuovi rilievi: ai piedi delle scarpate si depositano brecce e conglomerati eterometrici continentali, come quelli che bordano a sud gli affioramenti paleomesozoici in questo settore, in accumuli chiaramente sintettonici testimoni dell'ambiente continentale che ha ospitato la prima fase del rifting. Le sabbie che seguono, rappresentate in zona, con sparsi livelli (come quello riconosciuto al margine nord dei sabbioni di Ussana della mia zona) di calcari bioclastici a coralli e Litotamni, indicano la progressiva ingressione marina nel rift, come quella mediotriassica, risente delle irregolarità del margine. La formazione di Ussana, contrariamente a quella del Cixerri, è strettamente legata al basamento sardo e riflette perfettamente la natura litologica di questo, colmando, con trasporti su distanze assai limitate, diretti dal margine verso il bacino, le depressioni create dal gioco delle faglie normali. Di tutti questi fatti, come esposto sinora, esiste ampia testimonianza nel settore. La parte superiore della formazione in esame si immerge verso l'asse del rift. Talora in cresta ai blocchi tiltati e tra questi ed il margine si

sviluppano condizioni di ambiente marino protetto, con l'instaurarsi di piattaforme carbonatiche a Litotamni, influenzate variamente dalle irregolarità della subsidenza. Tipicamente oligoceniche sommitali-aquitaniane, tali piattaforme, legate a batimetrie comprese tra i 30 ed i 60 metri, ma anche inferiori costituiscono i calcari di Villagreca, eteropici della formazione della Marmilla, a sua volta passaggio latero-superiore di quella di Ussana. La meccanica dell'eteropia Marmilla-Villagreca vede le interdigitazioni fra le litologie arenacee e quelle calcareo-detritiche-organogene svilupparsi non solo in grazia di condizioni ambientali favorevoli più o meno transitorie per i "colpi" di subsidenza, ma anche in seguito a meccanismi di trasporto di massa scatenati da basculamento 'a scatti' dei blocchi su cui si instauravano le piattaforme carbonatiche, da cui si staccavano a tratti franamenti di lingue di corpi rivestiti ed altri clasti tipici: e questo infatti uno dei meccanismi con cui l'imponente complesso di Isili, posto ad est del settore che ho studiato, lo ha influenzato.

Chiariamo attraverso una semplice schematizzazione le implicazioni strutturali della situazione.

II blocco ipotizzato per questo settore immerge verso est e verso sud. Adiacente ad esso, ad oriente, il blocco di Isili. Esaminiamo l'evoluzione probabile dei margini orientale ed occidentale del "nostro" blocco, considerando le vulcaniti significative del margine nord: il margine occidentale (Riu Pardu-Gradino Giara-Allineamento evidente a sud della Giara) non manifesta mai un rigetto consistente, perché si trova relativamente vicino al centro del bacino, ed il contesto del rifting prevede un accentuarsi dei rigetti per i blocchi più marginali, rispetto a quelli più prossimi all'asse del rift. Ne consegue che la presenza di tale margine non sarà rispecchiata da fenomeni grandiosi neppure dalle formazioni sin-rift.

E' opportuno notare a questo punto che lungo l'asse delineato da tale margine si istituiscono un'asta fluviale con relativo delta, nonché una serie di trasporti di massa nord-sud, la prima evidente presso Nureci in zona di Tesi Roveri, i secondi osservabili nella zona di Setzu e Tuili nella mia zona: dunque un qualche controllo strutturale c'è stato, e testimonia la ragionevolezza dell'ipotesi formulata, visto che tali osservazioni sono compiute sulle formazioni sin-rift della Marmilla e di Ussana. Che i depositi provenissero da Nord (sia per il potenziale paleodelta a sud-sudovest di Nureci che per gli altri trasporti di

massa citati, comprendenti canaletti conglomeratici, e piccole torbide grossolane, nell'ambito degli affioramenti della formazione della Marmilla lungo il versante su della Giara) è giustificato dal noto trend locale di approfondimento del bacino, bordato a nord, in questo settore, da litologie paleozoiche non sbloccate né raggiunte, in apparenza, dalla trasgressione, per lo meno dalle sue fasi iniziali.

Tali trasporti trovavano nel bordo occidentale del blocco una direttrice preferenziale. Con l'avvento delle formazioni post-rift, comunque, questo margine perdeva di significato e veniva obliterato quasi completamente, rimanendo latente: ciò spiega la sua mancata riflessione nei sedimenti delle marne di Gesturi e successive. Con l'avvento della tettonica campidanese, e comunque sempre attraverso piccoli movimenti, esso poteva essere, se non riattivato, quantomeno riscoperto dall'erosione che ne sottolineava la presenza attraverso la nota scarpata mediana della Giara.

II margine orientale invece era assai meglio delineato: possiamo immaginarlo situato in un qualche punto nelle vicinanze di Isili. Pare dunque che il tetto del nostro blocco degradasse dolcemente verso est (e verso sud, il che ora non c'interessa) fino a incontrare la parete del blocco adiacente ad oriente che, con dislivelli più accentuati, propone l'identica situazione. Secondo le modalità già accennate, sia in cresta che nel bacino delimitato dal semigraben si creavano le condizioni di mare protetto che favorivano le piattaforme carbonatiche. II fenomeno aveva ovviamente maggiore importanza nel "blocco di Isili", meglio delineato e più marginale. In occasione degli assestamenti tettonici normalmente occorrenti in situazioni come quella descritta, dalla zona di cresta si staccavano le frane di corpi carbonatici che concorrevano alla colmata delle parti profonde del bacino istituitosi sul nostro blocco, con un ovvio trend di distalità verso ovest, laddove la loro energia diminuiva. La grana di questi prodotti carbonatici semialloctoni ed il loro rimaneggiamento sostanzialmente non accentuato non mi hanno mai permesso di trovare criteri sicuri per la distinzione delle porzioni autoctona e semialloctona, benché io sia del parere che le prime prevalgano. Gli assestamenti del blocco di Isili, ampiamente testimoniati da alcuni caratteri giaciturali della locale piattaforma, hanno comunque assai probabilmente costituito la principale fonte di materiale carbonatico una volta che la trasgressione sia accentuata: la maggior frazione carbonatica presente nel

settore est della mia zona fin verso il Langhiano, il suo diminuire di importanza verso ovest, e forse lo stesso intercalare Langhiano di calcari a Litotamni, a grana decrescente verso ovest, sono da imputarsi ad analoghi fenomeni di cui la nostra porzione, posta al limite tra margine del rift nel senso più stretto del termine e corpo dello stesso, deve inevitabilmente risentire, specie ove si consideri il sollevamento dei bordi che segna la conclusione della fase di rifting *stricto sensu*. I trend notati, comunque, mi pare escludano, anche sulla base di considerazioni giaciturali (sia l'orizzonte calcareo principale sotto il S. Antine che quello sotto la Giara immergono ad est, cioè verso la direzione di provenienza delle "torbide calcaree" che avranno dunque perso molta o tutta l'energia "rimontando il bacino") che il rimaneggiamento sia l'unica spiegazione all'instaurarsi di facies carbonatiche nella mia zona, in cui anzi sono senz'altro autoctone, o in ogni caso poco rimaneggiate, molte delle facies a Litotamni penecontemporanee alla trasgressione, solo al procedere della quale si creano le condizioni favorevoli al trasporto di massa. Alle facies trasgressive e littorali citate sinora e svolte ampiamente nel testo, seguono formazioni francamente marine, burdigaliane e langhiane (marne di Gesturi, argille di Fangario). In relazione a queste, è interessante notare il loro collocarsi nella fase post-rift: tale considerazione, che prevede la struttura del margine già completata nell'Aquitaniano, è ampiamente giustificata da numerosi fattori, primo dei quali la cessazione di attività da parte di numerose faglie sinsedimentarie testimoniate solo nelle formazioni preburdigaliane, ed è in fondo questo il nostro caso del "margine occidentale". Quelle successive risentono dell'innalzamento di 300-400 metri del livello marino, che rende generale la trasgressione, mentre l'asse del rift si approfondisce ed i suoi bordi tendono a sollevarsi. Questi fatti comportano come, nelle marne burdigaliano-langhiane si perpetuino inevitabilmente talune irregolarità di quelle impostate nell'Oligocene: l'apparente frequenza di trasporti di massa osservata lungo il versante sud della Giara anche al di fuori della formazione sin-rift della Marmilla testimonia proprio il permanere di morfologie a scarpata, con relativi fatti gravitativi, fin dentro al Langhiano. Comunque in questo periodo il bacino, nel settore da me studiato, non presentava irregolarità morfologiche, limitandosi a ricevere apporti più grossolani probabilmente sempre da N ed E, e la continua sedimentazione marnosa; essa risulta intercalata da episodi vulcanici (tufi langhiani) e da almeno un episodio carbonatico importante (per il quale rimane il consueto

dubbio relativo al grado di alloctonia delle facies rappresentate), il cui indubbio trasporto non pare comunque l'unica causa della messa in posto. Ciò suggerisce anzi la eventualità di una breve oscillazione eustatica a creare la batimetria favorevole alla creazione in situ dei calcari detritici organogeni altrove descritti. L'ambiente permane comunque batiale e pelagico per tutto il Burdigaliano-Langhiano, dopo le parentesi continentali e littorali pre e sintrasgressive. Oltre a quelli già ricordati sinora nel testo (approfondimento verso sud/sud-est, oltreché verso ovest, in direzione del rift e delle facies francamente pelagiche, importanza crescente verso est dei depositi carbonatici), non sono emersi trend o indicazioni atte a intuire particolarità morfologiche del bacino, peraltro influenzato, per lo meno nelle fasi iniziali della trasgressione, dalla presenza del "promontorio" costituito fin dal Mesozoico dal complesso granitico-calcareo. Se, e quanto, tale complesso sia stato ricoperto dai depositi pelagici, è un problema che non ho elementi per discutere, benché non mi paia probabile l'ipotesi di una copertura assai consistente di un alto strutturale. In ogni caso induzioni a sfondo paleogeografico non devono, per quel che mi riguarda, essere estese al di là della distribuzione areale attuale delle formazioni rappresentative dell'ambiente da ricostruire. In omaggio a questo sano principio passo oltre.

Nel quadro sin-rift, anzi, all'inizio dello sprofondamento e nel corso della definizione del margine (il che peraltro non contribuisce a dettagliarne i particolari della collocazione geocronologica) paiono collocarsi le vulcaniti, che, sull'altro bordo del rift (valle del Cixerri) segnano il passaggio tra la formazione pre-rift del Cixerri e quella di Ussana. Pur non venendo chiaramente inquadrato in Cherchi-Montadert (1982), pare ovvio come il vulcanesimo che, da trachitico a andesitico a seconda dei luoghi, accompagna il rifting, sia da collocarsi nel quadro delle manifestazioni calco-alcaline tipiche del complesso arco-fossa che si andava configurando in questo periodo, e che ne giustifica la varietà ed il perdurare anche all'interne dal Miocene.

Non posso inquadrare petrograficamente le vulcaniti di questo settore, oltre che per le note difficoltà anche per la scala regionale in senso ampio che tali studi dovrebbero necessariamente avere. Peraltro è riportato in bibliografia uno studio esemplare in tale senso (Deriu, 1960).

Venendo alle manifestazioni vulcaniche, pesa, ai fini di una corretta ricostruzione, la difficoltà incontrata in campagna nella distinzione, dal punto di vista morfologico, di tufi ed ignimbriti. I rilievi cupoliformi di questo settore, per

i quali alcuni Autori in bibliografia hanno proposto l'interpretazione di semilaccoliti, paiono invece essere corpi cineritici, la cui morfogenesi, a partire da un centro eruttivo localizzato, non pone troppi problemi, ed esclude peraltro una qualche rilevanza del fatto intrusivo.

Venendo alle formazioni ignimbritiche, e da ricordare che sistemi a pianori (o anche plateaux veri e propri) analoghi a quelli dell'area in esame, sono stati riconosciuti in un ampio settore della Sardegna.

La meccanica deposizionale, condizionata dalla viscosità dei magmi e del contenuto elevato di volatili, ha visto dunque l'attività esplosiva prevalere all'inizio (cineriti delle cave), con intercalato al cessare temporaneo della violenta degasazione (e anzi per effetto di essa), un episodio lavico, francamente effusivo, dopo il quale tornavano a deporsi tufi e cineriti. Al culmine dell'attività esplosiva, con elevate energie coinvolte, corrispondono le ignimbriti. Al calare dell'energia interna del magma corrisponde, a concludere i depositi vulcanici, un ritorno a cineriti fini che apparentemente segnano il sopirsi delle tensioni interne alle camere magmatiche, preludio della cessazione dell'attività.

Se l'ipotesi "semi-intrusiva" relative ai rilievi cineritici cupoliformi poteva essere giustificata dalla morfologia di tali corpi e dall'apparente assenza di bocche effusive, questi fatti sono a mio avviso da addebitarsi a fattori vulcanologici locali (attività centrale, disposizione radiale delle cineriti), salva restando la natura esplosiva del complesso del resto ampiamente testimoniata dalle consistenti brecciazioni notate da Marco Roveri laddove, nella sua zona, appaiono i condotti di questi apparati: essi, in analogia con alcuni casi citati in bibliografia, paiono terminare con le cineriti sommitali la loro attività.

Secondo la letteratura (e secondo l'evidenza dei fatti) non esistono in questo settore testimonianze di depositi marini posteriori al Langhiano sommitale, età alla quale e da ascriversi il confinamento delle acque alle porzioni più profonde del bacino miocenico. Dal Serravalliano in poi, dunque, l'erosione tornava ad agire sui sedimenti di questo settore, e col sopravvenire del Messiniano ed il procedere della regressione si attivava anche la tettonica campidanese, secondo le fasi già ricordate nel testo (Cherchi et alii, 1978). Mancano gli elementi per speculare su quando questo settore sia definitivamente emerso, e sullo spessore ed età dei sedimenti erosi tra Langhiano sommitale e Pliocene superiore (età di arrivo dei basalti). Tenendo

conto comunque della scarsa distanza dai margini del bacino (nel cui centro la sedimentazione è proseguita ininterrotta fino ai disseccamenti messiniani) e dei sollevamenti che hanno coinvolto i margini stessi, giudico improbabile che eventuali ulteriori sedimenti marini si spingessero oltre il Serravalliano. Le testimonianze di fatti geologici fra Miocene superiore e Pliocene superiore si riducono quindi a fatti tettonici: appunto fra i 4 ed i 3 milioni di anni fa si accentuava la subsidenza del graben campidanese, le cui direttrici NW-SE si erano già impostate in precedenza: ad essa corrisponde il sollevamento delle aree paleozoiche e di quelle mioceniche bordiere alla fossa (fenomeni testimoniati dall'istituzione di meandri incassati, presenti anche nella mia zona, in cui si notano in corrispondenza di tale fenomeno due sistemi di joint, uno ad asse "oligocenico" N-S ed uno ad asse "campidanese" NO-SE, fittamente intrecciati).

Numerose sono le direttrici tettoniche riconoscibili in zona impostatesi in questo intervallo di tempo, nel quale, nella zona di tesi del collega Roveri, si depositano in un limitato settore tutta una serie di sedimenti continentali a dominanti argille, riferibili alla Formazione Samassi che completa la colmata terziaria del Campidano.

Sempre a questo periodo di tempo pare riferibile il lieve tiltaggio a nord testimoniato per il Miocene pelagico sottostante alla Giara dal degradare in tale direzione dell'intercalate calcareo-organogeno principale, altrimenti non spiegabile. E' certo che questo fenomeno deve avere preceduto (se si è verificato) la messa in posto del basalto, che non rispecchia alcuna immersione in tal senso, pur venendo abbassato (rispetto al Monte S. Antine) dopo la messa in posto dallo sbloccamento a gradinata.

II basalto effonde appunto nel Pliocene superiore in un intervallo caratterizzato dallo sbloccaggio a gradinata della formazione appena citata da parte di importanti faglie a direzione campidanese. Esso si espande su di un substrato eroso con piccoli rilievi ed un reticolato idrografico evoluto, come anche la morfologia, peneplanizzata (non tanto per la durata della fase erosiva, quanto per la natura delle rocce). Tale paesaggio continentale è interessato dalle direttrici tettoniche ricordate, in parte mascherate da abbondanti spessori di sedimenti marnosi che non denunciano accentuate rotture di profilo morfologico, anche in conseguenza del fatto che ci troviamo al margine estremo del Campidano, lontani dall'asse della fossa tettonica. In questo periodo, e sin

dall'emersione, l'unica differenza rispetto al paesaggio attuale doveva consistere nella quasi totale assenza di "salti" accentuati e nell'assenza di spicco del complesso paleo-mesozoico di questo settore, senz'altro ben protetto dai sedimenti successivi.

L'instaurarsi del basalto introduce un elemento nuovo: risparmiandovi la pittoresca descrizione delle effusioni, noto semplicemente come, a colate concluse, si inizi a determinare l'attuale forma del rilievo, con il circoscriversi dell'erosione all'intorno del plateau, lo smantellamento dei cui margini è regolato dall'interazione di fattori tettonici e morfologici.

Procedendo più rapidamente laddove la sottigliezza della lava o il suo allungarsi in lingue sottili, in condizioni favorevoli di litofacies, fratturazione e di esposizione agli atmosferili, lo permettevano, gli agenti esogeni erodevano Giara e substrato, mentre la tettonica perdeva di importanza fino ad annullarsi completamente nel Tirreniano II. Si evolveva il reticolato idrografico e si evidenziavano nel corso di tale evoluzione tutte le direttrici più o meno latenti di cui adesso possiamo notare l'esistenza. L'evolversi del rilievo all'intorno della Giara era ovviamente testimoniato da terrazzature orogeniche ed alluvionali su cui il collega Roveri si intrattiene più diffusamente, ed era condizionato dalle proprietà meccaniche delle diverse rocce. L'istituirsi al procedere dei fenomeni di una falda detritica organizzata attorno alla Giara e il presentarsi dell'insieme di problemi di stabilità dei versanti proposto dalla crescita dell'energia di rilievo completavano il quadro che ci e stato tramandato, mentre a nord finivano di essere messi in luce gli affioramenti più antichi, ed il Monte S. Antine assumeva l'attuale aspetto caratteristico. La superficie della Giara veniva erosa in modo assai superficiale, e possiamo senz'altro ipotizzare che, copertura vegetale a parte, si manifesti attualmente nello stesso aspetto che aveva poco dopo la messa in posto, considerazione sino ad ora sottintesa, presupposto di alcune elaborazioni cartografiche. I particolari della morfologia come ci si presenta adesso, comunque, hanno risentito delle direttrici tettoniche anche quando esse, come nella generalità dei casi si e verificato, non sono state attive, limitandosi ad impostare passivamente gli allineamenti morfologici.

Procedere a descrizioni più dettagliate dei fenomeni mi costringerebbe ad usare la fantasia in modo pittoresco ed improduttivo: laddove approfondimenti di taluni particolari si sono resi possibili, essi sono già stati svolti nei diversi capitoli del testo di questa relazione.

8. CONCLUSIONI

Non essendo il mio un lavoro tematico, ma un' opera di rilevamento, ben poco ho da concludere: rinvio con piacere al capitolo "Storia geologica del settore in esame" per ciò che concerne una sintetica esposizione del significato di ciò che sono stato in grado di notare, dedicando questo capitolo conclusivo ad uno scheletrico riassunto delle novità e delle mezze novità riscontrate, procedendo "*ab antiquo*":

- attraverso una puntualizzazione dei rapporti intercorrenti tra "scisti verdi" paleozoici e granito ercinico e stato possibile una più corretta valutazione del significato dell'apparire del basamento cristallino in questo settore; ma nel complesso la esiguità degli affioramenti citati e la impossibilità di studio esauriente di simili litologie a cosi piccola scala ha reso "di routine" il lavoro relativo a tali complessi;
- con l'autorevole appoggio di uno studio ben fatto, è invece stato confermato il valore di indicatore paleoambientale del complesso delle facies del calcare dolomitico triassico di Monte Malore, ascritto al Muschelkalk.

Ben più interessanti e complesse dal punto di vista della grande quantità di elaborazione personale sono state le varie litologie del Terziario.

- E' stato confermato per la zona il riconoscimento delle formazioni "di Ussana" (Cattiano-Aquitaniano) "della Marmilla" e "calcari di Villagreca" (Aquitaniano): queste ultime due sono risultate estremamente eteropiche e interdigitate in zona, ed in particolare ad est e stato osservato un protrarsi nel Burdigaliano e addirittura nel Langhiano di fenomeni di sedimentazione a sfondo carbonatico.
- Si è riconosciuto come sia appunto a queste due formazioni che le facies trasgressive vanno ascritte, mentre le successive marne burdigaliane e langhiane rientrano nelle formazioni delle "marne di Gesturi" ed "argille di Fangario".
- E' stata ricostruita la dinamica di messa in posto delle lave della Giara di Gesturi su di un substrato continentale e peneplanizzato, in parte ricostruito induttivamente.

Dal punto di vista strutturale, i numerosi fattori di controllo tettonico dell'idrografia e della morfologia sono stati ricondotti, attraverso ipotesi organiche, a tutte le importanti fasi riconosciute nel settore.

Proprio l'importanza del dato morfologico e dell'analisi delle strutture, nonché il tentativo (necessariamente embrionale a questa scala ed in questo tipo di lavoro) di analisi (o meglio sintesi) di facies e di bacino hanno costituito la fondamentale novità del lavoro che presento.

Le diverse elaborazioni cartografiche originali che danno forma visibile all'impegno descritto sinora sono state create ovviamente ex novo, ed esprimono anche in ciò il carattere personale dello svolgimento della tesi che state finendo di leggere.

Senza precedenti in letteratura sono tutti gli studi a sfondo geomorfologico ed aerofotogeologico che sono stati svolti per rendere articolato ed esauriente il lavoro.

Tutto ciò che la letteratura riporta, e molto di ciò che non riporta, è stato riconosciuto, criticato, studiato. E, quando accordo vi è stato tra me ed i luminari che mi hanno preceduto, esso è sempre stato preceduto da riflessioni approfondite.

Credo di potere affermare come i limiti del mio lavoro siano solo quelli del tipo di impegno, generale e non troppo analitico, che una tesi di rilevamento prevede. E mi auguro che questo sia anche il Vostro parere, miei chiarissimi lettori. Comunque, il dato è tratto: ed ora, a Voi la parola.

9. BIBLIOGRAFIA

Oltre alle opere citate ed a quelle usate nella realizzazione del lavoro, sono riportati i titoli più significativi relativi a problemi geologici della zona o di aree connesse per un qualche punto divista a quella studiata. Il riferimento numerico tra parentesi snellisce i frequenti riferimenti effettuati nel corso dell'esposizione della tesi.

(1) ATZENI ANTONIO (1958), I diatremi del settore sudoccidentale del bacino miocenico della Marmilla. Rend. Fac. Sci. Univ., Cagliari, vol. XXVIII.

(2) ATZENI ANTONIO (1959), Sopra una particolare colata postmiocenica dell'edificio vulcanico del Monte Arci. Rend. Fac. Sci. Univ., Cagliari, vol. XXIX.

(3) ATZENI ANTONIO (1960), Osservazioni sul vulcanesimo al passaggio Oligocene-Miocene nella Sardegna centromeridionale. Mem. Soc. Geol. It., 4.

(4) BOCCALETTI M. A GUAZZONE G. (1974), II microcontinente sardo come un arco residuo di un sistema arco-fossa miocenico. In: Paleogeografia del Terziario sardo nell'ambito del Mediterraneo occidentale (1973). Rend; Sem. Fac. Scienze Univ. Cagliari, suppl. 43, 57-68.

(5) CARMIGNANI L. et alii (1978), Falde di ricoprimento erciniche nella Sardegna a NE del Campidano. Mem. Soc. Geol. It., 19.

(6) CHERCHI POMESANO ANTONIETTA (1968), Studio biostratigrafico del Miocene della Sardegna centromeridionale (Campidano-Marmilla-Sarcidano). Giornale di Geologia (2) XXXV, fasc. Ill, Bologna.

(7) CHERCHI POMESANO ANTONIETTA (1971), Appunti biostratigrafici sul Miocene della Sardegna, V Congr. Int. Neog. Medit.,Lyon.

(8) CHERCHI POMESANO ANTONIETTA (1973), Appunti biostratigrafici sul Pliocene in Sardegna. Boll. Soc. Geol. It. 92.

(9) CHERCHI POMESANO ANTONIETTA et alii (1978), Movimenti neotettonici nella Sardegna meridionale. Mem. Soc. Geol. It., 19.

(10) CHERCHI POMESANO ANTONIETTA è L. MONTADERT (1982), II sistema di rifting oligomiocenico del Mediterraneo occidentale e sue conseguenze paleogeografiche sul Terziario sardo. Atti 71° Congresso

SGI. In corso di stampa su Mem. Sci. Geol. It.

(11) CHERCHI A. & MONTADERT L. (1982), The oligo-miocene rift of Sardinia and the early history of the western mediterranean basin. Nature (in stampa).

(12) COCOZZA TOMMASO & MASSOLI NOVELLI R. (1967),Due nuovi affioramenti di lave andesitiche nel complesso Terziario della valle del Cixerri. Boll. Soc. Geol. It., 86.

(13) COCOZZA TOMMASO & MASSOLI NOVELLI R. (1969), Rapporti tra il vulcanesimo (inframiocenico?) e il complesso continentale fluvio-lacustre oligocenico della valle del Cixerri (Sardegna sudoccidentale). Giornale di Geologia (2) XXXV, fasc. IV, Bologna.

(14) COCOZZA TOMMASO (1972), Carta stratigrafico-strutturale della Sardegna (Scala 1:500.000). Tip. GEC, Via Triburtina, Roma.

(15) CARIA COMASCHI IDA (1948), Ricerche paleontologico-stratigrafiche sul Miocene sardo: nuove località fossilifere nel Miocene medio del Sarcidano. Rend. Sem. Fac. Sc. Univ., vol.18, Cagliari.

(16) CARIA COMASCHI IDA (1958), II Miocene in Sardegna. Boll.Serv. Geol. It. 77 (I).

(17) COULON C. (1977), Le volcanisme calco-alcaline cenozoique de Sardaigne (Italic): petrographie, geochimie et genese des laves andesitiques et des ignimbrites. Signification geodinamique. These Univ. Marseille, 370 pp.

(18) DAMIANI VITTORIO ALFONSO & GANDIN ANNA (1973), L'affioramento triassico del Monte Maiore di Nureci (Sardegna Centrale), Note I e II, Boll. Soc. Geol. It. 92.

(19) DAMIANI VITTORIO ALFONSO & GANDIN ANNA (1973), II Muschelkalk della Sardegna Centromeridionale. Boll. Serv, Geol. It., vol. XCIV.

(20) DAMIANI A.V. (1973), Le piezoclasi del Monte Maiore di Nureci (CA) e problemi di terminologia. Ibidem.

(21) DERIU MICHELE (1960), Stratigrafia, cronologia e caratteri petrografici delle vulcaniti "Oligoceniche" in Sardegna. Mem. Soc. Geol. It. 3.

(22) DERIU MICHELE (1964), Le rocce andesitiche della "Formazione andesitoide superiore" di Monte Rughe tra Sindia e Pozzomaggiore

nella Sardegna centro-occidentale. Boll. Soc. Geol. It. 83, 3.

(23) DERIU MICHELE et alii. (1973), Manifestazioni vulcaniche periferiche nel Montiferro sud-occidentale. Boll. Soc. Geol. It., 92.

(24) HEIDMANN J.C. (1981), Etude du rift oligo-miocene de Sardaigne (region de Nureci-Genoni-Gesturi-Villanovatulo). These Ecol. Nat. Sup. Patrol. Mot., 69 pp., I.F.P. Rueil-Malmaison.

(25) DIENI IGINO, MASSARI FRANCESCO (1971), Scivolamenti gravitativi ed accumuli di frana nel quadro della morfogenesi plio-quaternaria della Sardegna centro-orientale. Mem. Soc. Geol. It. 10.

(26) FAZZINI PAOLO, GASPERI GIANFRANCO, GELMINI RODOLFO (1974), Ricerche sul Verrucano. 2. Le successioni basali del "Tacchi" tra Escalaplano e Jerzu (Sardegna sud-orientale). Boll.Soc. Geol. It. 93.

(27) LAURO CARLO (1937), Studio geologico-petrografico delle rocce vulcaniche postmioceniche in Sardegna. Nota II: La "Giara" di Gesturi. Periodico di Mineralogia, vol. 8.

(28) LAURO CARLO (con DERIU MICHELE) (1956), II vulcanesimo cenozoico in Sardegna: Le manifestazioni "oligoceniche". Con.Geo. Int. XX Ses., Mexico.

(29) MACCIONI L. .(1969), laloclastiti e pillow-lave nel Miocene della Marmilla (Sardegna centro-occidentale), Rend. Sem. Fac. Sci. Univ., vol. XXXIX, Cagliari.

(30) MAXIA CARLO, PECORINI GIUSEPPE (1969), La zona di Castelsardo in Anglona (Sardegna settentrionale): la meno incompleta serie miocenica in Sardegna. Gior. Geol. Ital. XXXV/IV, Bologna.

(31) MONTALDO P. (1958), Geologia del bacino miocenico della Marmilla (Sardegna merid.), Atti 1° Congr. Min. Ital., Iglesias.

(32) MONTALDO P. (1951), Geologia della Marmilla. Atti 11° Congr. Min. Ital., Iglesias.

(33) MONTIGNY R., EDEL J.B. è THUIZAT R. (1981), Oligo-miocene rotation of Sardinia: K-Ar ages and paleomagnetic data of Tertiary volcanics. Earth planet. Sc. Lett., 54 (2), 261-71.

(34) MORETTI A. (1951), Sulla geologia della Marmilla (Sardegna). Boll. Serv. Geol. It., LXXIII (I).

(35) MORETTI A.-MICARELLI A. (1968), Sulla presenza del Langhiano nel Miocene della Marmilla (Sardegna). Gion. Geol. (2) XXXV/III.

(36) PECORINI GIUSEPPE (1966), Sull'età oligocenica del vulcanesimo al bordo orientale della fossa tettonica del Campidano (Sardegna). Atti Ace. Naz. Lincei, R.C., Cl. Sci. Fis. Mat. Ital.

(37) PECORINI GIUSEPPE (con A. POMESANO CHERCHI) (1969), Ricerche geologiche e biostratigrafiche sul Campidano meridionale (Sardegna). Mem. Soc. Geol. It. 7.

(38) PECORINI GIUSEPPE (con A. POMESANO CHERCHI) (1973), Sui tufi pomicei langhiani della Sardegna meridionale. Boll. Soc. Geol. It., 93.

(39) SAVELLI C., BECCALUVA L., DERIU M., MACCIOTTA G. & MACCIONI L. (1979), K-Ar geochronology and evolution of the tertiary calc-alkaline volcaniam of Sardinia (Italy). J. Volcanol. Geotherm. Res., 5, 257.

(40) VARDABASSO S. (1962), Questioni paleogeografiche relative al Terziario antico in Sardegna. Mem. Soc. Geol. It., 3.

TAVOLE FOTOGRAFICHE

Fig. 1 - Paesaggio dolcemente rilevato, tipico della Marmilla, fotografato dal Monte S. Antine.

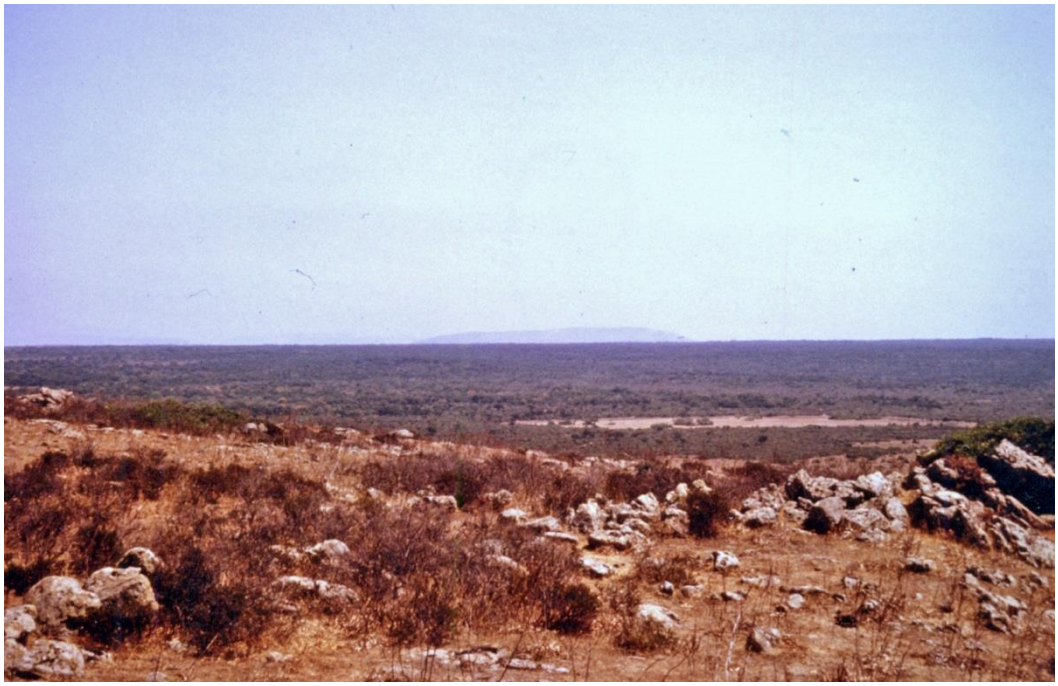


Fig. 2 - La superficie della Giara di Gesturi come appare dal Monte Zeppara Manna (Zona di Tesi di Marco Roveri).

Fig. 3 - Il piccolo espandimento basaltico del Monte S. Antine presso Genoni.

Fig. 4 - Particolare della superficie del Monte S. Antine; visibile il tipico paesaggio collinare: sullo sfondo a sinistra si notano due "Bruncu".

Fig. 5 - Struttura del basalto della Giara di Gesturi: "cuscini" bollosi entro il basalto cristallino.

Fig. 6 - Strutture del basalto della Giara di Gesturi: superficie di colata a corde (presso S. Vittoria).

Fig. 7 - Il condotto di adduzione basaltico del Cuccuru de Corongiu: vista generale da Est.

Fig. 8 - Vista da Sud dello stesso complesso.

Fig. 9 - Particolare della brecciolina di esplosione.

Fig. 10 - Sezione di una conoide di detrito intaccante le marne burdigaliane sulle pendici della Giara, versante Sud.

Fig. 11 - Fenomeni idrotermali di silicizzazione delle marne langhiane presso il contatto con il basalto.

Fig. 12 - Orizzonte ruditico intaccante le marne con base canalizzata e bioturbato all'interno ed al tetto. Formazione della Marmilla, versante sud della Giara.

Fig. 13 - Corpo calcarenitico, qui cementato ma altrove arenaceo-pelitico incoerente, seguibile presso Genoni (Formazione della Marmilla): notare l'erosione "a scalinata".

Fig. 14 - Conglomerato eterometrico bordante a sud gli affioramenti paleo-mesozoici, riferito alla Formazione di Ussana. Strada Genoni-Nureci.

Fig. 15 - Tafonature delle cineriti presso la Cava di Pietra

Fig. 16 - Tafonature delle cineriti presso la Cava di Pietra: visibili peculiari motivi erosivi a scala piccola e media.

Fig. 17 - Ostreidi incrostanti il complesso Ladinico dei calcari di Monte Maiore: visibili sullo sfondo porzioni conglomeratiche relative agli orizzonti basali