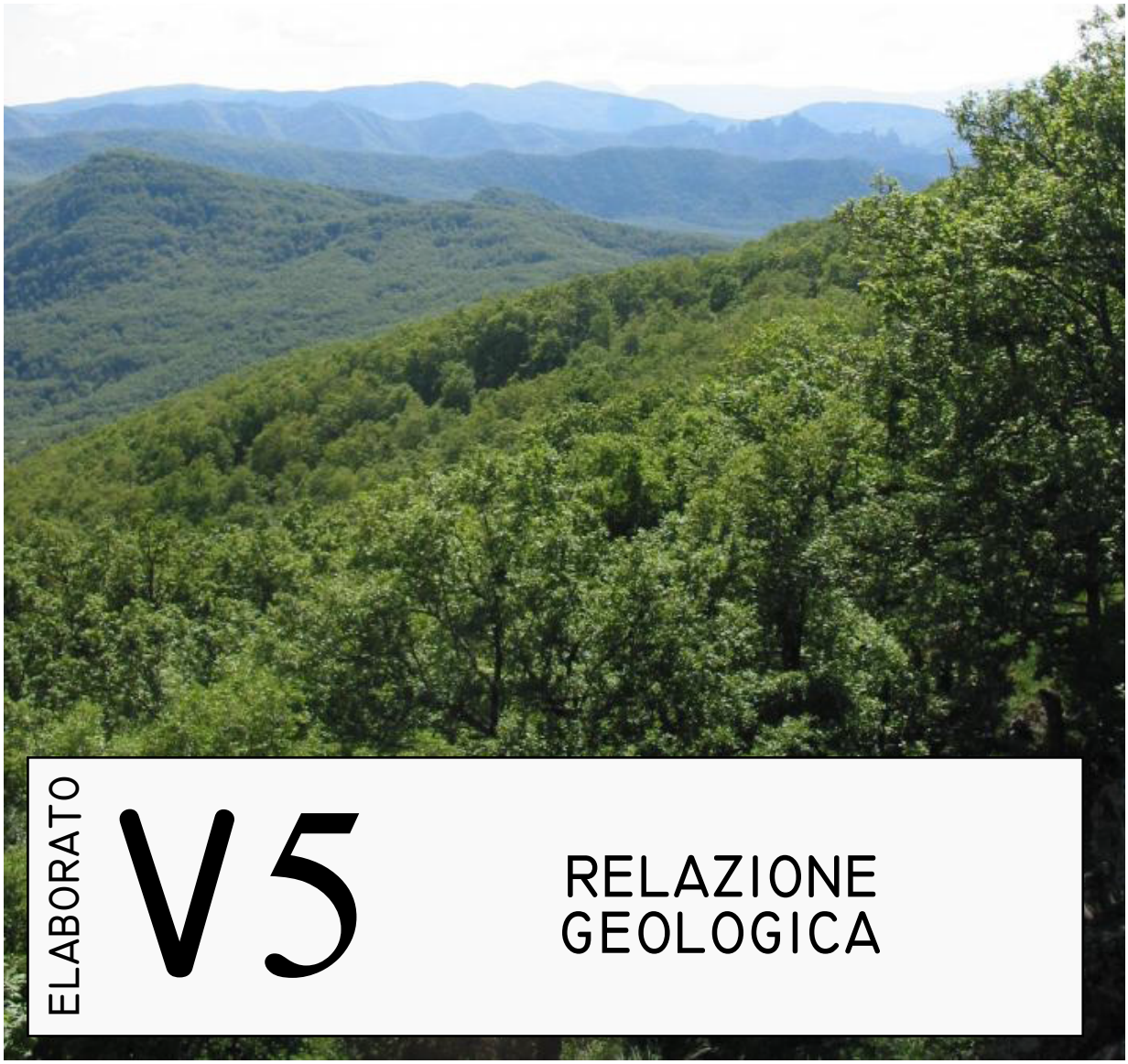
REGIONE BASILICATA

PARCO REGIONALE GALLIPOLI COGNATO PICCOLE DOLOMITI LUCANE

PIANO DEL PARCO



ELABORATO

V5

RELAZIONE GEOLOGICA

Coordinatore gruppo di lavoro: Arch. Vincenzo FOGLIANO

Consulente ambientale: Geol. Tommaso SANTOCHIRICO

Responsabile del Procedimento: Dr. Marco DELORENZO

GIUGNO 2018

1. INTRODUZIONE

L'ambiente naturale dell'area sottesa dal Parco Regionale Gallipoli Cognato Piccole Dolomiti Lucane presenta caratteristiche fisiche e biologiche estremamente eterogenee alle quali corrispondono differenti paesaggi. Tali realtà naturali spaziano dal sistema collinare a quello montano, dal bacino torrentizio alla steppa ed alle garighe.

Geograficamente è collocato tra la valle del Fiume Basento e la Valle del Sauro in posizione esterna rispetto all'asse della catena sud appenninica.

Il territorio del parco è sito al limite tra la catena Appenninica e la avanfossa Bradanica, infatti, è caratterizzato da una fisiografia abbastanza variabile in quanto si passa da ambienti morfologici aspri che caratterizzano tutto il settore centroccidentale tipico degli ambienti della catena ad un paesaggio tipicamente collinare nelle porzioni più orientali, ambiente specifico dell'avanfossa Bradanica. I rilievi montuosi, ad ovest, si sviluppano lungo una direzione NO-SE tipicamente appenninica e degradano più o meno dolcemente verso est ad un paesaggio più blando con una quota media dei rilievi che varia dai trecento a seicento metri.

Il territorio è caratterizzato ovunque dal frazionamento del sistema montuoso, formato da diversi gruppi di rilievi, nei quali affiorano i complessi argillosi ad assetto caotico del Cretacico - Paleogene.

I restanti rilievi sono caratterizzati da calcari e calcari marnosi del Giurassico-Miocene, dislocati ad Est. La zona in esame presenta due punti di vetta rappresentati dal Monte Malerba (1083 m slm) e dal Monte la Croccia (1151 m slm). Le quote minime, invece, si riscontrano lungo il Basento, pari a circa 300 m s.l.m. e la Salandrella di circa 500 m s.l.m.

L'idrologia superficiale ha spesso creato nel tempo fossi e valloni che scendono a ventaglio verso valle e da cui le acque superficiali scendono per riversarsi nel Basento o nel torrente Salandrella.

L'intera area in esame appartiene al foglio 200, denominato "Tricarico" I.G.M. (scala 1: 100000), occupando la tavoletta IV S – E Oliveto Lucano.

In breve, di seguito, si riportano le fasi di lavoro che hanno condotto alla redazione delle carte e alla relativa relazione specifica, per maggiori dettagli, si rimanda ai relativi allegati.

L'area parco è stata oggetto di un rilevamento geologico e geomorfologico e idrogeologico che ha portato alla redazione delle relative carte tematiche, restituite sia in scala 1: 5.000 che in scala 1:25.000 al fine di consentire una visione d'insieme del territorio studiato.

Nella carta geologica (all. Cf1) sono state distinte e cartografate le formazioni geologiche affioranti e i principali lineamenti tettonici, quali faglie e sovrascorrimenti, che definiscono l'assetto strutturale dell'area.

Nella carta geomorfologica (all. Cf2) sono stati cartografati e differenziati i diversi movimenti franosi che interessano il territorio, quali frane attive e frane quiescenti, sono state indicate le aree di principale interesse geologico (geositi) e rappresentato l'assetto morfologico attraverso la parcellizzazione del territorio secondo differenti classi di pendenza.

In seguito sulla base delle caratteristiche idrogeologiche i terreni sono stati suddivisi in complessi ed è stata redatta una carta idrogeologica (all. Cf4) nella quale è stato riportato sia il reticolo idrografico distinto in base all'ordine di gerarchizzazione dal primo al quinto che i bacini idrografici principali e secondari.

Dalla sovrapposizione delle precedenti carte è stata redatta una carta di sintesi nella quale sono state evidenziate le criticità secondo le indicazioni della L.R. 23/99 e s.m.i.

2. INQUADRAMENTO GEOLOGICO GENERALE

L'area del Parco Regionale di Gallipoli Cognato Piccole Dolomiti Lucane ricade al passaggio tra il fronte della catena appenninica meridionale e il dominio della Fossa Bradanica.

Il passaggio fra questi due domini è l'elemento caratterizzante della geologia dell'area e della modellazione geomorfologica del paesaggio. I caratteri stratigrafici e strutturali delle unità presenti permettono di ricostruire la paleogeografia e l'evoluzione tettonica del settore più orientale della catena, della Fossa Bradanica e dei bacini di thrust-top plio-pleistocenici. E', quindi, una zona ricca di peculiarità geologiche concentrate in un areale relativamente piccolo.

2.1. Geologia dell'Appennino meridionale

Il segmento dell'Italia meridionale, compreso tra la Calabria a sud e la zona del Lazio Abruzzi a nord, può essere suddiviso in tre principali domini geologici (Fig. 1.1). Ad ovest è localizzata la catena appenninica, costituita da una complessa associazione di unità tettoniche a vergenza orientale, principalmente derivanti dall'inversione tettonica del margine settentrionale africano nel periodo di tempo compreso tra l'Oligocene e il Pleistocene (MONACO et alii, 1998; MENARDI NOGUERA & REA, 2000). Questo margine era costituito da una serie di bacini, separati da piattaforme carbonatiche, individuatisi in seguito alla tettonica estensionale del Trias medio e del Retico-Lias (D'ARGENIO et alii, 1973; MOSTARDINI & MERLINI, 1986); nella parte mediana si colloca la Fossa Bradanica, una depressione colmata da sedimenti argilloso-sabbioso-conglomeratic i (PIERI et alii, 1996); ad oriente è situato l'Avampaese, rappresentato in questo settore dalla Piattaforma carbonatica Apula (RICCHETTI et alii, 1988).

La storia geologica e l'evoluzione sedimentaria delle unità tettoniche che compongono oggi la catena appenninica, sono strettamente legate all'evoluzione della Tetide, ampio golfo oceanico che, a partire dalla fine del Permiano, invadeva il super-continente Pangea, suddiviso in un settore settentrionale (Eurasia) e uno meridionale (Gondwana). Dal tardo Permiano al Cretaceo la sedimentazione nella penisola italiana ha registrato la

storia di rifting e di drifting dei margini tetidei. La storia della Tetide, quindi, corrisponde all'evoluzione di un margine divergente che culmina con la nascita e l'espansione (drifting) di crosta oceanica, nel Bacino Ligure-Piemontese, di età mesozoica. Il Bacino Ligure-Piemontese aveva una forma allungata in senso NNE-SSW, ed era interposto tra la crosta continentale europea e quella adriatica. La sua genesi è attribuita all'apertura e all'espansione dell'Atlantico centrale ed al movimento relativo dell'Africa rispetto all'Europa. (AA. Vv., 1992). In questo contesto un ruolo importante è assunto dalla placca Adriatica. Quest'ultima costituiva un promontorio della placca Africana ma, da un certo punto in poi, è diventata a tutti gli effetti una micro-placca con una propria autonomia cinematica, detta appunto Adria.

Possiamo, quindi, definire l'Appennino meridionale come una catena a pieghe e sovrascorrimenti (fold and thrust belt) adriatico-vergente, compresa tra linea Ortona-Roccamonfina e la linea di Sangineto (Fig. 1.1), derivata dalla deformazione del margine passivo Africano (micro-placca Apula) (PESCATORE et alii, 1999); essa si struttura in un arco temporale che va dal tardo Oligocene al Pleistocene (DEWEY et alii, 1989; BOCCALETTI et alii, 1990; MONACO & TORTORICI, 1995; MONACO et alii, 1998; PESCATORE et alii, 1999; MENARDI NOGUERA & REA, 2000; PATACCA & SCANDONE, 2001).

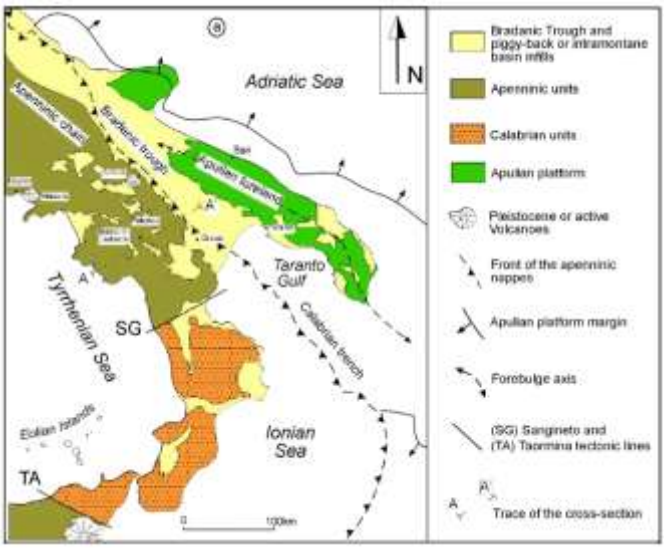


Fig. 2.1– Carta geologica schematica dell'Appennino meridionale (da BENTIVENGA et alii, 2004, modificata)

E' considerato un prisma di accrezione strutturato al di sopra di una placca che subduceva e arretrava durante l'apertura del bacino di retro-arco Tirrenico (MALINVERNO & RYAN, 1986; ROURE et alii, 1991; DOGLIONI et alii, 1996; GUEGUEN et alii, 1997). Ad esclusione di alcuni isolati affioramenti di rocce cristalline nella zona del Pollino, l'Appennino meridionale è interamente costituito da rocce di copertura sedimentaria, il cui basamento è sconosciuto.

L'assetto strutturale attuale dell'Appennino meridionale (Fig. 1.2) è il risultato della sovrapposizione di diverse unità tettoniche che, a partire dal Triassico medio-superiore, si sono originate in domini paleogeografici distinti e contigui del margine continentale passivo adriatico e dell'adiacente bacino oceanico Ligure-Piemontese.

Durante gli stadi di rifting, che hanno accompagnato l'apertura, nel Giurassico, dell'Oceano Ligure-Piemontese, faglie dirette, sin-sedimentarie, hanno controllato la differenziazione dei domini paleogeografici. Con l'inizio dell'orogenesi appenninica il paleo-margine giurassico è stato riattivato in margine attivo; le faglie dirette vengono riattivate in sovrascorrimenti e faglie inverse che individuano, così, le principali unità tettoniche dell'Appennino meridionale. La tettonica compressiva ha, quindi, comportato la sovrapposizione delle diverse unità e il loro trasporto verso l'Avampaese Apulo con vergenza nord-orientale.

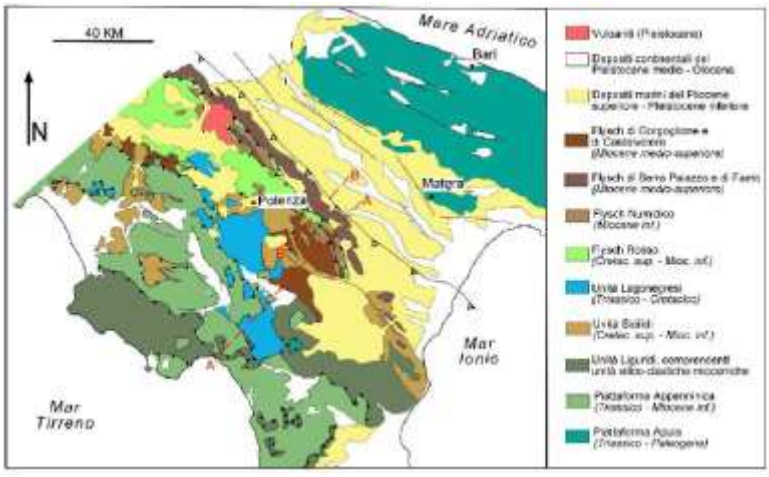


Fig. 2.2 – Carta geologica dell'Appennino meridionale illustrante le principali unità stratigrafico-strutturali (da PIEDILATO & PROSSER, 2005, modificata)

Il profilo geologico della Fig. 1.3 (corrispondente alla traccia A'A della Fig. 1.2), di estensione regionale, individua molto chiaramente le principali unità stratigrafico-strutturali alloctone coinvolte nella catena, l'entità dello scollamento e del trasporto tettonico che hanno subìto fino all'attuale posizione al di sopra di un'unità, relativamente meno deformata, costituita dalla Piattaforma Apula.

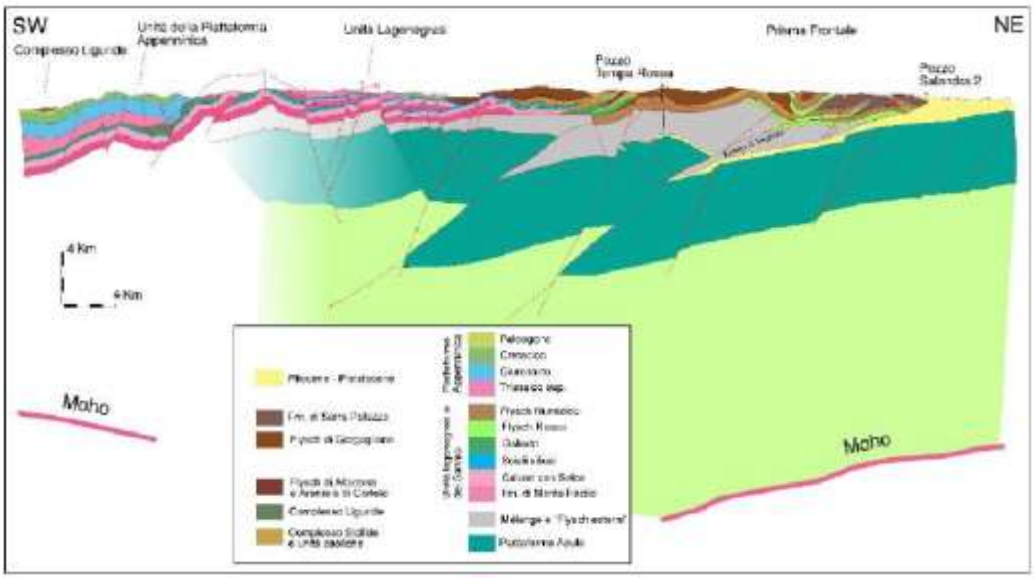


Fig. 2.3 – Sezione geologica regionale dell'Appennino meridionale (da PIEDILATO & PROSSER, 2005, modificata).

Oltre alle unità afferenti al paleo-margine giurassico, lungo la catena appenninica si rinvengono numerosi bacini, di età miocenica e pliocenica, riempiti di depositi clastici derivanti dall'erosione delle unità tettoniche in avanzamento. Questi bacini, formatisi durante la costruzione della catena, denominati di piggy-back o thrust-top basin, sono stati poi tettonicamente incorporati nella catena stessa.

La struttura della catena appenninica può essere schematizzata, quindi, come una pila di unità stratigrafico-strutturali alloctone sovrascorse sopra le unità meno deformate della Piattaforma Apula (Fig. 1.3).

Attualmente tutte le ricostruzioni, fatta eccezione per alcune differenze interpretative riguardo l'attribuzione di alcune unità, schematizzano in questo modo, da ovest verso est, la distribuzione dei diversi domini paleogeografici che daranno luogo alle principali unità tettoniche con l'avanzare della deformazione:

- Dominio bacinale Liguride/Sicilide
- Piattaforma Appenninica
- Bacino Lagonegrese
- Piattaforma Apula

La Fig. 1.4 mostra una delle ricostruzioni più articolate (da PATACCA & SCANDONE, 2007) dove vengono previste importanti variazioni longitudinali nelle distribuzioni areali dei domini di piattaforme e bacini.

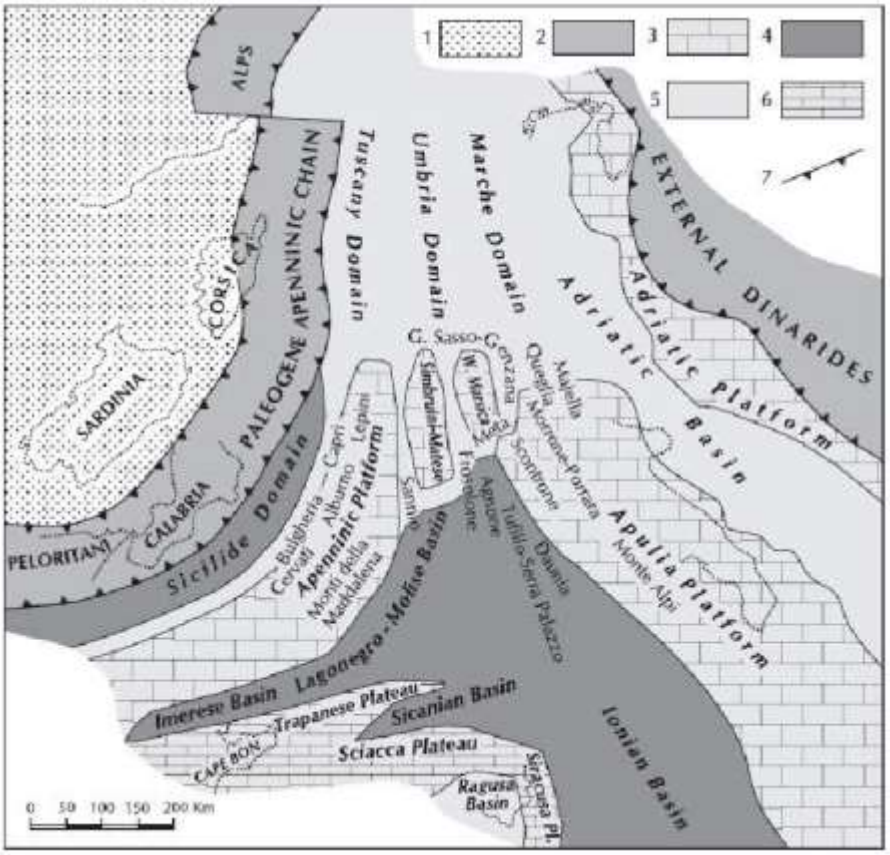


Fig. 2.4 – Ricostruzione palinspastica dell'area centro-mediterranea nell'Oligocene superiore. 1-Avampaese europeo. 2- Catena paleogenica. 3- Avampaese africano (da PATACCA & SCANDONE, 2007).

Dominio bacinale Liguride/Sicilide

Il Bacino Liguride era impostato su crosta oceanica (Dominio della Neo-Tetide secondo MENARDI NOGUERA & REA, 2000). Ubicato lungo il margine continentale adriatico e sulla zona oceanica limitrofa (PESCATORE et alii, 1996), il Bacino Liguride ha accolto la deposizione di successioni meso-cenozoiche, rappresentate dalle Unità nord-calabresi e dalle unità con terreni ad affinità sicilide (BONARDI et alii, 1988). Tali unità sono state deformate tettonicamente durante il Paleogene (MONACO et alii, 1991; CRITELLI, 1993). Il dominio Sicilide, come si vede nella Fig. 1.4, fa da transizione tra il Bacino Liguride e la Piattaforma Appenninica. Poteva essere impostato anch'esso su crosta oceanica, ma, più probabilmente, su crosta continentale assottigliata (PATACCA & SCANDONE, 2007). Sebbene i domini Liguride e Sicilide siano considerati contigui e in posizione "interna" rispetto alla Piattaforma Appenninica, esistono differenze litologiche importanti tra le rispettive unità; la differenza fondamentale è la mancanza di lembi di ofioliti nelle Unità Sicilidi. Questo ha portato, quindi, a controverse interpretazioni riguardo la pertinenza paleogeografica di queste ultime.

Le Unità Liguridi affiorano, oggi, unicamente nella porzione interna della catena, sono costituite da sedimenti di mare profondo estremamente deformati e, talvolta, metamorfosati contenenti frammenti di crosta oceanica (ofioliti) e continentale, ricoperti in discordanza da depositi silico-clastici di ambiente marino profondo. Queste unità derivano da un prisma di accrezione di età oligocenica, che ha incorporato rocce provenienti dal fondo oceanico e da porzioni di crosta continentale, in seguito alla subduzione verso ovest della crosta oceanica ligure.

Le Unità Sicilidi includono un insieme di formazioni paleogenico-mioceniche di natura argilloso-marnosa e silico-clastica (LENTINI, 1979). L'intensa deformazione che le caratterizza, rende spesso difficoltoso il riconoscimento degli originari contatti stratigrafici tra le varie formazioni. Pertanto, le ricostruzioni proposte da vari Autori sono molto differenti tra loro (OGNIBEN, 1969; LENTINI, 1979; PESCATORE et alii, 1988). Anche la loro provenienza paleogeografica è oggetto di discussione, poiché alcuni Autori (ad esempio LENTINI et alii, 2002) prediligono una provenienza "interna", prossima a quella delle Unità Liguridi, mentre altri, come PESCATORE et alii (1988), ritengono che le Unità Sicilidi abbiano affinità lagonegresi. Per i caratteri

esibiti, le Unità Sicilidi sono state talvolta interpretate come un mélange tettonico (ROURE et alii, 1991).

Piattaforma Appenninica

La Piattaforma Appenninica (MOSTARDINI & MERLINI, 1986; MENARDI NOGUERA & REA, 2000; PATACCA & SCANDONE, 2007) corrisponde alla Piattaforma carbonatica CampanoLucana (D'ARGENIO et alii, 1973) e alla Piattaforma Panormide di OGNIBEN (1969).

Le successioni di piattaforma si sono deposte in un dominio paleogeografico che rappresentava un alto morfologico e strutturale posto tra il Bacino Liguride e quello Lagonegrese (PESCATORE et alii, 1996). Le dimensioni trasversali della piattaforma si aggiravano intorno ai 150 - 200 Km secondo le ricostruzioni di MOSTARDINI & MERLINI (1986). Le potenti successioni carbonatiche della Piattaforma Appenninica si sono depositate in un intervallo di tempo compreso tra il Triassico superiore e il Terziario. Una prima emersione della piattaforma, attestata dalla presenza di depositi bauxitici, avvenne nel Cretaceo superiore. Nel Paleogene la piattaforma rappresentava un'area emersa tra due bacini (PESCATORE et alii, 1996).

Le Unità di Piattaforma Appenninica sono costituite da potenti successioni calcareo-dolomitiche ed affiorano estesamente nella Basilicata centro-occidentale. Sono state suddivise (D'ARGENIO et alii, 1973) in tre unità, caratterizzate da successioni differenti per spessore e facies, e quindi collocate in posizioni paleogeografiche differenti all'interno dell'ampia area caratterizzata da sedimentazione carbonatica.

- Unità di Bulgheria-Verbicaro: è l'unità più prossima al dominio oceanico e rappresenta il margine interno della piattaforma. Quest'unità ha spessori modesti e solo parzialmente presenta facies di piattaforma; infatti, a partire dal Giurassico inf., si osserva un annegamento precoce e lo svilupparsi di facies pelagiche;
- Unità Alburno Cervati - Pollino: è l'unità più potente della Piattaforma Appenninica, spessa circa 4 km, si compone di sedimenti carbonatici di facies neritica, di età compresa tra il Triassico medio e il Paleogene;

- Unità Monti della Maddalena: è l'unità più esterna della Piattaforma, prospiciente il Bacino Lagonegrese. La sezione tipo è la Sezione del Crocifisso di Brienza (MARSELLA & PAPPONE, 1987); è caratterizzata dalla presenza di brecce e corpi carbonatici tipici di facies di scarpata. In questa sezione è presente un'importante lacuna stratigrafica corrispondente a buona parte del Giurassico; inoltre, l'intervallo Cretaceo sup. - Terziario (successione di brecce e calcareniti) è l'equivalente laterale del Flysch Rosso nel Bacino Lagonegrese.

Bacino Lagonegrese

Il Bacino di Lagonegro, delimitato ad ovest dalla Piattaforma Appenninica e ad est dalla Piattaforma Apula, si è formato all'inizio del Trias medio per l'azione di un regime tettonico estensionale (WOOD, 1981; MICONNET, 1983; 1988). Non è possibile stabilire con certezza se il rift che ha originato il Bacino di Lagonegro abbia prodotto soltanto crosta continentale assottigliata, o anche crosta oceanica, in quanto il basamento delle successioni lagonegresi non è conosciuto. In questo bacino si sono deposte successioni sedimentarie bacinali, triassicopaleogeniche, che hanno registrato un progressivo approfondimento del livello marino (MICONNET, 1988). Alla base di queste successioni troviamo la Formazione di Monte Facito, una delle formazioni più antiche dell'Appennino meridionale, essa è costituita da sedimenti terrigeni che includono blocchi calcarei di piattaforma. Questa unità costituisce il livello di scollamento basale delle Unità Lagonegresi (SCANDONE, 1967; 1972), quindi si presenta sempre molto deformata. E' seguita, verso l'alto, dalla cosiddetta "serie calcareo-silico-marnosa" (SCANDONE, 1967) che racchiude le formazioni dei Calcari con Selce, degli Scisti Silicei e dei Galestri.

Le Unità Lagonegresi affiorano estesamente in Basilicata, inoltre piccoli affioramenti sono presenti, in finestra tettonica, anche in Campania. Appaiono sempre scollate rispetto al basamento e formano delle unità tettoniche embricate. SCANDONE (1967, 1972) riconosce la presenza di un sovrascorrimento d'importanza regionale, che raddoppia la successione lagonegrese, individuando due unità tettoniche denominate "Lagonegro II", a tetto, e "Lagonegro I", a letto. Il sovrascorrimento avrebbe accavallato le facies più prossime alla Piattaforma Appenninica, al di sopra di quelle

tipiche della porzione assiale del bacino. Studi più recenti hanno indicato una situazione strutturale più complessa di un semplice raddoppio a scala regionale, mettendo in luce la presenza di numerosi sovrascorrimenti che ripetono più volte la successione delle Unità Lagonegresi. Lo stile deformativo delle Unità Lagonegresi è contrassegnato dalla presenza di diffuse strutture plicative che raccorciano ulteriormente la serie. Si tratta di pieghe a scala ettometrica o chilometrica, talvolta rovesciate, la cui direzione assiale descrive una serie di archi visibili a scala regionale, già riconosciuti da SCANDONE (1972). La presenza di sistemi plicativi arcuati rende molto variabile la direzione delle strutture nel dominio lagonegrese. La complessità strutturale è ulteriormente accresciuta dalla presenza di pieghe legate a più fasi deformative sovrapposte (TORRENTE, 1990; MAZZOLI, 1992).

Piattaforma Apula

La Piattaforma Apula affiora in superficie quasi esclusivamente nell'avampaese, ma è stata più volte perforata dai pozzi effettuati per l'esplorazione petrolifera, in quanto rappresenta il principale serbatoio di idrocarburi dell'Appennino meridionale. I dati di sottosuolo hanno evidenziato che questa unità è interessata da una serie di pieghe e sovrascorrimenti. Queste strutture determinano una serie di "alti" della Piattaforma Apula, localizzati a una profondità di circa 3 - 4 km, che rappresentano le principali trappole per gli idrocarburi. L'intera successione apula, potente circa 7 km (CIARANFI et alii, 1988), è stata interamente attraversata dai pozzi in Puglia ed è costituita, prevalentemente, da carbonati di età Giurassica e Cretacica. Alla base della successione si osservano evaporiti, arenarie e conglomerati di età triassica, che poggiano direttamente sul basamento cristallino. Alla base delle unità alloctone della Catena appenninica, il tetto dei carbonati apuli è ricoperto da sedimenti evaporitici, carbonatici e clastici del Miocene superiore – Pliocene. L'età di questi sedimenti è un dato fondamentale perché permette di vincolare temporalmente il momento in cui le unità appenniniche hanno ricoperto i differenti settori della Piattaforma Apula.

In MENARDI NOGUERA & REA (2000) sono distinte due unità tettoniche che sono diversamente coinvolte nella costruzione della catena appenninica e quindi, caratterizzate da uno stile deformativo diverso (Fig. 1.5):

- IAP, Piattaforma Apula Interna, sequenza carbonatica dal Cretaceo Inferiore al Cretac. sup., soggetta a deformazione fragile e a raccorciamento in seguito al suo coinvolgimento nel thrust-belt. L'investigazione della Piattaforma Apula Interna è avvenuta per mezzo di indagini del sottosuolo. La finestra tettonica del Monte Alpi rappresenta l'unico affioramento della IAP; essa si è formata grazie ad un back-thrust transpressivo (VAN DIJK et alii, 2000).
- OAP, Piattaforma Apula Esterna consistente in una sequenza carbonatica spessa 7000 - 8000 m.; la base di questa successione (raggiunta dal pozzo petrolifero Puglia 1) consiste in sedimenti dolomitici e clastici di ambiente transizionale (Triassico Inferiore). L'OAP costituisce l'attuale avampaese ed è soggetta a un processo regionale di "bending" con associazione di faglie normali.

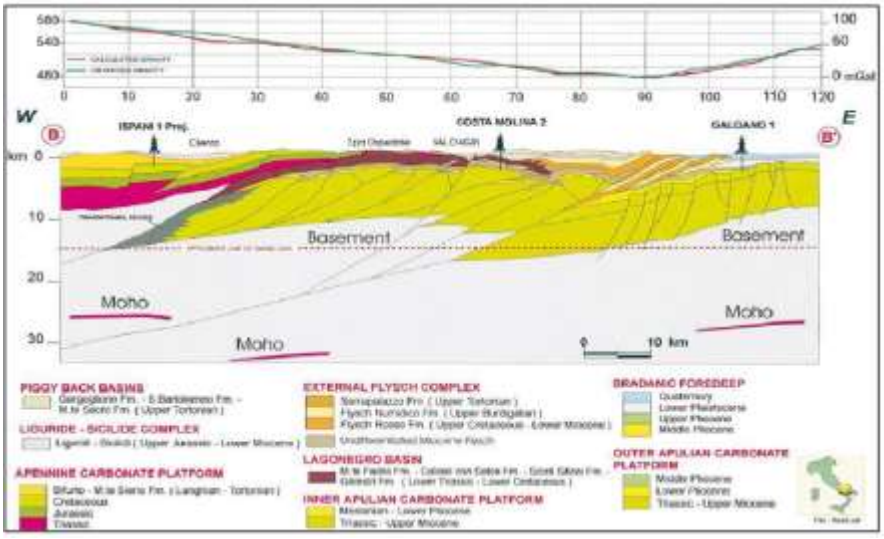


Fig. 2.5 – Sezione Strutturale attraverso il CLA (Campanian-Lucanian Apennine) e modellazione gravimetrica (da MENARDI NOGUERA & REA, 2000)

3. INQUADRAMENTO GEOGRAFICO E GEOMORFOLOGICO

L'area del Parco si colloca nella porzione centrale della Regione Basilicata, estendendosi geograficamente, tra la media valle del Basento e l'alta valle del Sauro. Il Fiume Basento a nord, l'invaso della Camastra e la dorsale della Montagna del Caperino ad est, rappresentano i suoi confini naturali. Il Parco copre un areale di 27.027 ha, comprende i comuni di Accettura, Calciano e Oliveto Lucano, in provincia di Matera, di Castelmezzano e Pietrapertosa, in provincia di Potenza. La fisiografia del territorio è varia ed articolata, con un'altitudine compresa tra la quota massima di 1456 m s.l.m. (Montagna del Caperino) e quella minima di circa 200 m s.l.m. (in corrispondenza del Fiume Basento), ricade, quindi, nelle fasce altimetriche montana e collinare. Si distingue un settore centro-occidentale dominato da dorsali montuose allungate in direzione appenninica (NO-SE) e un settore orientale con paesaggio tipicamente collinare. I rilievi principali sono rappresentati da: Toppa San Nicola (1456 m s.l.m.), Monte Tavernaro (1390 m s.l.m.), Monte dell'Impiso (1319 m s.l.m.), Monte Costa la Rossa (1177 m s.l.m.), Monte La Croccia (1149 m s.l.m.) e Monte Malerba (1083 m s.l.m.).

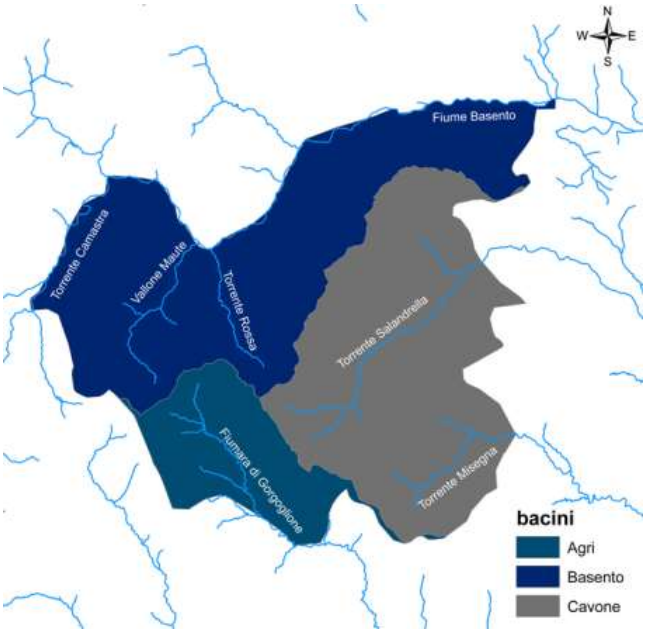


Fig. 3.1 – schematizzazione dei bacini idrografici principali in area parco

I corsi d'acqua principali sono (Fig. 3.1): il Fiume Basento, i torrenti Salandrella, Misegna, Camastra, Caperrino, della Rossa e la Fiumarella di Pietrapertosa. La rete idrografica si articola in bacini fino al V ordine gerarchico. Le acque sono recapitate al Basento e al Salandrella, per i settori settentrionali e orientali del Parco, e al Sauro per il settore meridionale, per poi riversarsi tutte nel Mar Ionio.

3.1. Lineamenti geomorfologici dell'Appennino lucano

L'Appennino lucano si dispone ad arco lungo il bordo occidentale della Regione Basilicata, è fisiograficamente separato da quello campano dalla depressione quaternaria del Vallo di Diano e le cime più elevate si aggirano intorno ai 2000 m s.l.m. (Serra Dolcedorme, della dorsale del M. Pollino, 2267 m; Monte Papa, del massiccio del Sirino, 2005 m; Monte Alpi, 1900 m). L'Appennino campano-lucano è caratterizzato da un profilo topografico fortemente asimmetrico, la linea di cresta è infatti spostata verso il margine tirrenico della catena e non coincide con lo spartiacque regionale (Fig. 2.2). Il fianco orientale dell'orogene, quindi, ha una maggiore lunghezza e una minore pendenza media rispetto a quello occidentale (AMATO et alii, 1995).

Fig. 2.2 – Caratteristiche orografiche del territorio di competenza dell'AdB Basilicata con indicazione delle fasce altimetriche (dal sito: http://www.autoritadibacino.basilicata.it/adb/risorseidriche/morfologia.asp)

Quest'asimmetria si riflette anche nel diverso sviluppo dei corsi d'acqua, ripidi e dalla lunghezza limitata quelli del versante tirrenico, dai profili longitudinali più sviluppati e articolati quelli del versante ionico (Fig. 3.2). Questi ultimi presentano un pattern parallelo mostrando un carattere braided nel medio corso e meandriforme nel tratto finale. Il sollevamento quaternario della catena montuosa ha portato i corsi d'acqua ad acquisire un carattere fortemente erosivo. Le variazioni relative del livello di base sono documentate da terrazzi fluviali di diversi ordini, del Pleistocene medio-superiore, disposti a varie quote sui fianchi delle valli fluviali. La genesi di tali terrazzi è stata attribuita principalmente a fattori tettonici e, subordinatamente, a fattori climatici (B OENZI, 2008 e cum biblio).

Fig. 2.2 – a) Bacini idrografici nel territorio di competenza dell'AdB Basilicata (dal sito: http://www.autoritadibacino.basilicata.it/adb/risorseidriche/idrografico.asp)

Il paesaggio fisico dell'Appennino lucano si articola in una serie di fasce allungate in direzione NO-SE (Fig. 3.3), ben differenziate sia in senso geologico che geomorfologico in virtù delle litologie prevalenti, dell'assetto tettonico e dei processi geomorfici. In tal senso si distinguono: i rilievi calcareo-dolomitici del settore occidentale, quelli prevalentemente calcareo-silicei della parte centrale e un'alternanza di dorsali arenaceo-conglomeratiche e vallate in terreni argillo-marnosi della fascia orientale (SCHIATTARELLA, 2008).

Fig. 3.3 – Carta dei paesaggi geologici della Basilicata (da LAVECCHIA et alii, 2003, modificata), l'ubicazione dell'area del Parco è indicata con il cerchio rosso.

3.2. Assetto geomorfologico dell'area del Parco

L'area del Parco ricade in corrispondenza della cerniera catena-avanfossa, di conseguenza, gli elementi geomorfologici del paesaggio, sono strettamente legati ai diversi caratteri stratigrafico-strutturali che definiscono l'area della catena ad ovest e quella della Fossa Bradanica ad est. Il limite tra questi due domini è marcato da un allineamento lungo il quale vengono a contatto i sedimenti argillosi plio-pleistocenici della Fossa Bradanica e le coltri alloctone dell'Appennino.

L'area appenninica è caratterizzata da una serie di dorsali sub-parallele allungate in direzione NNO-SSE, il rilievo è di tipo strutturale e ricalca le monoclinali derivanti dall'impilamento tettonico, adriatico-vergente, delle diverse falde alloctone. Queste dorsali sono tipicamente asimmetriche, con il versante orientale più acclive di quello occidentale (Fig. 3.4). I rilievi, in relazione alle loro caratteristiche litologiche e giaciturali, sono stati modellati da processi di erosione differenziale, laddove prevalgono le alternanze stratigrafiche a forte contrasto di erodibilità. Infatti, mentre le creste sono localizzate in corrispondenza di rocce più resistenti all'erosione (Flysch Numidico e Flysch di Gorgoglione) le valli interposte sono impostate in complessi facilmente erodibili (soprattutto in corrispondenza delle Argille Varicolori e dei Sabbioni di Garaguso). Le depressioni vallive scavate nelle Argille Varicolori mostrano versanti calanchivi o franosi, a luoghi interrotti da gradini che corrispondono a brecciole calcaree o ad inclusi arenacei. L'area raggiunge la sua massima elevazione lungo la dorsale del Caperino (1456 m s.l.m.) in gran prevalenza arenacea.

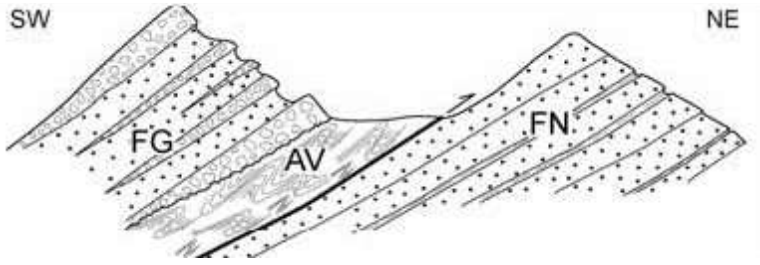


Fig. 3.4 – Sezione geologica schematica (non in scala) dell'area delle "Dolomiti Lucane" (da PIERI et alii, 2004). Legenda: FG = Flysch di Gorgoglione (Miocene sup.); FN = Flysch Numidico (Miocene inf. – medio); AV = "Argille Varicolori" (Cretaceo sup. – Oligocene).

L'area pertinente al dominio della Fossa Bradanica, di limitata estensione rispetto a quella appenninica, è caratterizzata da una morfologia nel complesso più regolare, i rilievi costituiscono delle dorsali collinari con quota massima intorno ai 500 m s.l.m. La successione sedimentaria è formata, dal basso verso l'alto, da argille plio-pleistoceniche cui seguono depositi sabbioso-conglomeratici con caratteri costieri di tipo regressivo, con al top sedimenti continentali di tipo alluvionale. I sedimenti sabbioso-conglomeratici formano un'ampia superficie di colmamento della quale sono rimasti lembi residui di varia estensione, tali depositi mostrano una progradazione verso SE, in risposta a un generale contesto regressivo legato al sollevamento tettonico dell'area. Tale sollevamento, provocando il graduale ritiro del mare verso SE, è la principale causa della formazione e della successiva evoluzione geomorfologica dei rilievi della Fossa Bradanica (BOENZI, 2008 e cum biblio).

L'elemento geomorfologico peculiare della Fossa Bradanica è rappresentato da forme di erosione calanchiva (Fig. 3.5) che investono i versanti a reggipoggio dei rilievi monoclinalici esposti verso i quadranti meridionali.

Fig. 3.5 – Veduta panoramica dell'area calanchiva lungo il fondovalle del Basento all'altezza della stazione ferroviaria di Grassano Scalo.

I calanchi possono considerarsi piccole unità idrografiche caratterizzate da versanti ripidi e fortemente erosi, suddivisi in vallecole secondarie separate da creste (ALEXANDER, 1982; DRAMIS et alii, 1982); essi si sviluppano su litologie sciolte (argille, silt argillosi e più raramente sabbie) e sono caratteristici di ambienti aridi e

semi-aridi. In Basilicata, la morfogenesi calanchiva è legata principalmente alla presenza di estesi affioramenti argillosi basculati verso NE, alla fascia climatica e alla natura dispersiva dei terreni coinvolti; in alcuni studi è stato inoltre analizzato il ruolo del rilievo come uno dei principali parametri di controllo dell'origine e della distribuzione delle diverse forme calanchive (BENTIVENGA et alii, 2008).

Cenni sulle caratteristiche del reticolo idrografico

L'organizzazione e la distribuzione del reticolo idrografico dell'area sono essenzialmente controllate dalla natura dei complessi litologici affioranti, dalla pendenza dei rilievi attraversati e dai fattori tettonici responsabili dei dislivelli iniziali presenti nel rilievo e di eventuali deformazioni successive. Nell'intera area il reticolo è rappresentato da corsi d'acqua a carattere torrentizio, con sensibili variazioni delle portate nell'arco dell'anno, minime in estate e massime in autunno-inverno. La maggior parte di essi ha inizio presso il margine orientale dell'Appennino e, dopo brevi tratti, raggiungono la Fossa Bradanica. In corrispondenza del passaggio tra il settore appenninico e quello bradanico si notano forti differenze nel pattern del reticolo e nelle sue direzioni dominanti.

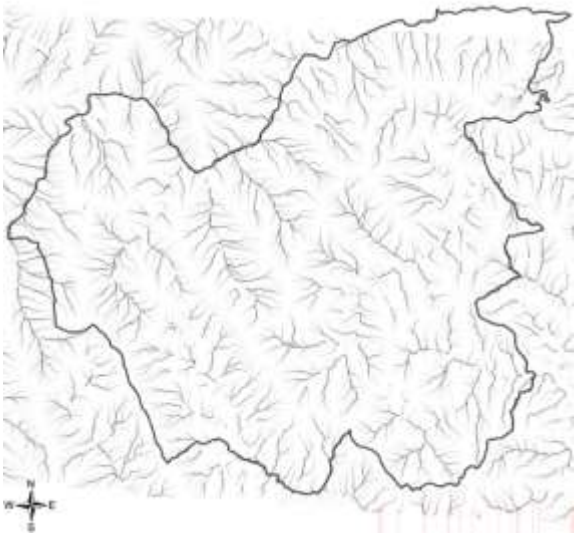


Fig. 3.6 – Sistema idrografico in area parco

Nella porzione appenninica i corsi d'acqua principali (Basento, Camastra e Salandrella) corrono normali alla direzione di allungamento dei rilievi. Raggiunta la Fossa Bradanica, i corsi d'acqua, attraversando formazioni più erodibili, diminuiscono sensibilmente la pendenza dei loro fondovalle. Di conseguenza, in un breve tratto, abbandonano la maggior parte del carico solido assumendo una forma braided, mentre, più a valle, tendono a meandrificare in ampi letti di divagazione. La loro direzione tende a volgere a SE, seguendo l'inclinazione della superficie di colmamento della fossa.

Il corso del Fiume Basento segna il limite settentrionale del Parco e i suoi affluenti, in destra orografica, costituiscono la parte più consistente del locale reticolo idrografico. Con la progressiva emersione dei sedimenti della Fossa Bradanica, il Basento ha spostato il suo corso più a sud-est, assumendovi un andamento conseguente, secondo la pendenza della pianura costiera in graduale emersione. Nel Calabriano, la posizione più settentrionale di un paleo- Basento, è testimoniata dalla deposizione del Conglomerato di Serra del Cedro, presso Tricarico (BOENZI et alii, 1971).

Le modalità con cui si sviluppano le manifestazioni sorgentizie nell'area di studio e la circolazione idrica sotterranea dipendono dall'assetto stratigrafico-strutturale e dalla configurazione morfologica. Esistono, pertanto, notevoli differenze fra il settore appenninico e quello bradanico. Nel primo, dove affiorano soprattutto terreni pre-pliocenici, le sorgenti si rinvengono per soglia di permeabilità al contatto tra termini arenacei (Flysch Numidico e Formazione di Gorgoglione) e termini argillosi (Argille Varicolori, facies pelitico-argillosa della Fm. di Gorgoglione). In quest'area il deflusso idrico globale avviene prevalentemente come ruscellamento superficiale e, solo un'aliquota minore, come infiltrazione. Ciò è dovuto alla diffusa presenza di successioni sedimentarie scarsamente permeabili (PIERI et alii, 2011).

Il settore bradanico, invece, è dominato dalla presenza di un potente substrato impermeabile costituito dalla Formazione delle Argille Subappennine a cui si sovrappongono, localmente, depositi marini ed alluvionali, permeabili per porosità. Le manifestazioni sorgive si rinvengono al contatto tra i complessi sabbioso-conglomeratici e le Argille Subappennine (PIERI et alii, 2011).

Movimenti franosi

L'area è interessata da movimenti franosi che si concentrano soprattutto nella porzione appenninica e, subordinatamente, in quella bradanica. La distribuzione e la tipologia dei movimenti di versante sono controllate dalle caratteristiche litologico-strutturali e dai processi di degradazione superficiale. Si distinguono, quindi:

- versanti a prevalente componente argillosa, con pendenza media maggiore di 20°, che rappresentano aree a basso grado di stabilità caratterizzate da diffusi fenomeni franosi tra i quali prevalgono le colate e le frane complesse;
- versanti a componente argilloso-sabbiosa, con pendenze comprese tra i 20° e i 25°, sono aree con medio grado di stabilità sulle quali sono presenti fenomeni franosi locali e circoscritti;
- aree situate alla base di pareti rocciose sub-verticali, interessate da crolli per distacco di blocchi, principalmente lungo i versanti della dorsale delle Dolomiti Lucane;
- infine, versanti nell'area bradanica caratterizzati da scorrimenti rotazionali evolventi a colate che derivano da uno scalzamento delle Argille Subappennine alla base di depositi sabbioso-conglomeratici.

Nella maggior parte dei casi le frane sono attive e, solo in misura minore, si rinvengono frane senza indizi di evoluzione ricoperte da una coltre eluvio-colluviale e da depositi di versante. L'acquisizione della maggior parte del potenziale di rilievo della catena, a partire dal Pleistocene medio, e la sua recente storia tettonica, sono i fattori predisponenti alla forte instabilità dell'area, evidenziata anche dal carattere erosivo della maggior parte dei corsi d'acqua. I movimenti di massa minacciano la stabilità di tutti i centri urbani dell'area del Parco creando, inoltre, seri disagi all'intera rete viaria.

4. STRATIGRAFIA GENERALE

Così come riscontrabile dalla analisi della cartografia geologica prodotta (All. Cf1), i sedimenti più antichi, riferibili al *Complesso delle Argille Varicolori* (Cretaceo-Oligocene ?) sono rappresentati prevalentemente da argille e argilliti scagliose di colore verdognolo, rosso vinaccia o grigio scuro cui si alternano marne, calcareniti, calcari, calcari selciferi e arenarie. L' assetto della successione è caotico e spesso le argille inglobano frammenti o veri e propri corpi olistolitici a prevalente natura calcarea, di età cretacica, e livelli costituiti da marne rosse e calcareniti che, per le caratteristiche litologiche e di facies, sono assimilabili alle coeve formazioni del Flysch Rosso interno e del Flysch Galestrino, testimoniando in tal modo la loro eteropicità.

Il notevole stato di deformazione nonché la composizione mineralogica della porzione argillosa, costituita prevalentemente da smectiti, determinano caratteri di resistenza meccanica molto scadenti.

Molto simili per composizione e comportamento meccanico sono i sedimenti attribuibili al *Flysch Rosso* (Cretaceo sup. - Miocene inferiore), composto da argille violacee, brune, rossastre e marne argillose biancastre o grigie intercalate, alla base, da diaspri rossi e verdognoli e, verso l'alto da calcareniti e calcilutiti torbiditiche. Gli strati hanno giacitura caotica ed inglobano blocchi, frammenti e pacchi di strati di materiale più competente, quali diaspri, calcareniti e marne verdognole.

La potenza reale di questa unità non è precisabile; nell'area, infatti, il limite inferiore è sempre di natura tettonica mentre quello superiore è spesso trasgressivo. Tuttavia, lo spessore del materiale affiorante è inferiore a 600 m. ed è caotico, eterogeneo, fratturato e rappresenta il basamento sul quale poggia il Flysch Numidico (Langhiano).

Il *Flysch Galestrino* (Cretaceo sup. - Miocene inferiore), eteropico con il Flysch Rosso, è costituito da argilliti silicee e marne selcifere a radiolari e spicole di spugne in alternanza a calcilutiti grigie o nere in strati centimetrici, argillisti silicee grigio verdi e calcari silicizzati a grana fine di natura torbiditica

Queste formazioni, che affiorano estesamente in tutto il territorio del parco, prevalentemente nelle depressioni vallive che separano le dorsali arenacee. Esse conferiscono, un caratteristico assetto morfologico fatto di forme dolci e regolari,

talvolta rese aspre in corrispondenza di aree soggette a movimenti di massa e/o ad incisioni fluviali di particolare rilevanza. In tal caso evolvono in manifestazioni calanchive anche di una certa importanza.

Il *Flysch Numidico*, che costituisce le principali dorsali caratterizzanti i settori centrali del territorio protetto, in affioramento si presenta costituito prevalentemente da quarzoareniti giallognole molto tenaci cui si alternano strati pelitici verdastri. La stratificazione è spesso obliterata dallo stato di deformazione e/o fratturazione.

Stratigraficamente il Flysch Numidico segue in continuità di sedimentazione, il Flysch Rosso.

Nelle zone a bassa acclività o in depressioni morfologiche locali il Flysch Numidico è coperto da una coltre detritica sabbiosa derivante dalla degradazione degli strati arenacei. I caratteri di resistenza meccanica che contraddistinguono questi litotipi variano al variare dello stato di fratturazione, della frequenza dei livelli argillosi o del grado di alterazione superficiale, tanto da assumere comportamenti tipici delle rocce lapidee in certi casi, di quelle sciolte in altri.

La formazione che principalmente caratterizza l'area interessata dal presente studio e che rappresenta il substrato di uno degli elementi morfologici che da il nome al parco (Le Piccole Dolomiti Lucane) è il *Flysch di Gorgoglione* (Miocene), costituito essenzialmente da terreni riconducibili ad una successione torbiditica caratterizzata da due distinti membri differenti per composizione litologica:

Membro arenaceo: costituito in prevalenza da arenarie compatte di colore grigio tendente al giallastro per alterazione, a cemento calcareo, in banchi di spessore variabili dai 2,00 ai 20,00 metri; a volte contengono sottili livelli di argilliti marnose. Il cemento delle arenarie in alcuni casi è scarso, in tal caso si presentano come molasse facilmente erodibili e friabili. Questa successione caratterizza la parte più elevata della successione e affiora estesamente tra i centri abitati di Pietrapertosa e Castelmezzano dove si possono distinguere arenarie grossolane, arenarie stratificate a grana medio-fine che localmente presentano lamine oblique. Ai livelli arenacei sono associate bancate di conglomerati con elementi di rocce cristalline plutoniche metamorfiche ascrivibili ai massicci cristallini calabridi.

A Monte dell'Impiso è affiorante il massimo spessore della formazione di circa 1.400 m, dove affiora il membro arenaceo con microconglomerati e il membro terrigeno con un elevato rapporto pelite/sabbia.

Membro terrigeno: contraddistinto dalla prevalenza della componente marnoso argillosa, è caratterizzato da una successione abbastanza regolare di piccoli strati argillosi grigio e/o giallastri e marnosi color vinaccia, debolmente scagliettatti dello spessore massimo di circa 3 cm, alternati a strati arenacei dello stesso spessore che si inseriscono grossomodo ogni 10-15 cm.

Caratterizza le porzioni più avvallate della dorsale dell'Impiso e costituisce un limite di permeabilità per le falde che si accumulano nel substrato a prevalente composizione arenacea.

Il membro terrigeno è stratigraficamente sovrapposto a quello arenaceo e le caratteristiche geotecniche intrinseche della formazione sono da considerarsi buone.

Coeva a questa successione è la *Formazione di Serra Palazzo*, che affiora nelle porzioni più orientali del Parco e caratterizza le porzioni esterne della catena appenninica. Questa formazione è suddivisa in più scaglie tettoniche sovrapposte, caratterizzate da un livello di scollamento comune, localizzato nei livelli argilloso calcarei del Flysch Rosso. Essa poggia in contatto stratigrafico netto sulle quarzoareniti del Flysch Numidico. Il suo spessore massimo è dell'ordine degli 800-900 metri.

Nell'areale del parco si attribuiscono a questa formazione due distinte successioni corrispondenti ad altrettanti membri differenti in base ai caratteri di Facies: il membro di Vallone Forluso costituito principalmente da litotipi silicoclastici, e il membro di Pantano dei Gamberi, rappresentato da litologie a composizione sia silicoclatsiche che carbonatiche. Entrambi i membri sono riferibili ad ambienti di tipo torbiditico.

Il *membro di Vallone Forluso* costituisce una successione torbiditica in cui si intercalano marne argillose grigie e subordinatamente torbiditi calciclastiche. Le torbiditi silicolcstiche sono rappresntate da arcose a grana medio grossolana con abbondante matrice e cemento carbonatico. Gli strati, dello spessore medio del metro, sono caratterizzati da geometria variabile da tabulare a lenticolare. Questo membro,

caratterizzante le porzioni più interne e la base delle successioni esterne, ha uno spessore dell'ordine dei 700 metri.

Il *membro di Pantano dei Gamberi*, sovrapposto al precedente e affiorante nel settore più orientali del parco, è costituito da un'alternanza di torbiditi a grana fine, a composizione sia silicoclastica che calciclastica (al 50% circa), cui si intercalano calcilutiti, marne siltose e marne calcaree.

A copertura delle formazioni appenniniche si trovano in trasgressione depositi afferenti ai cicli sedimentari plio pleistocenici la cui genesi è connessa alla tettonica tardomiocenica, che aveva delineato l'arco appenninico ed il bacino di avanfossa, la sedimentazione marina nella stessa avanfossa fu interrotta in gran parte dall'arrivo delle unità della catena appenninica determinato dalla fase tettonica infrapliocenica.

In conseguenza di questa fase tettonica, il bacino di avanfossa venne spostato verso est, mentre al suo bordo occidentale si andavano formando bacini secondari nelle depressioni marginali delle coltri in fase traslativa. In questo contesto, il limite tra i sedimenti marini della Fossa, ad est, ed i terreni in facies di flysch della catena appenninica, ad ovest, è stato reso fortemente irregolare dalla presenza di piccoli bacini secondari di sedimentazione (Piggy Back Basin; Boccaletti et alii, 1990).

Questi movimenti hanno determinato, in questa zona, la sedimentazione di distinti cicli sedimentari di natura ingressiva intervallati da una fase tettonica di età inframesopliocenica.

I depositi dei bacini intrappenninici sono stati classificati nella Carta geologica d'Italia al 50.000 (Progetto CARG) nell'ambito del gruppo di Caliandro.

A questo gruppo sono riconducibili alcune delle formazioni geologiche di età plio pleistocenica che caratterizzato il substrato di alcuni settori dell'area protetta.

I depositi denominati Argille marnose azzurre del torrente Sauro (Pliocene Inf. - sup.), Sabbie grigie e gialle di Difesa Pincia (Pliocene Inf. - sup.), Conglomerati, Sabbie e calcareniti del Torrente Racanello (Pliocene inf.) e Conglomerati e sabbie di Accettura, membro conglomeratico (Pliocene inf.) e Sabbie grigie e gialle di Difesa Pincia (Pliocene Inf. - sup.), corrispondono ai sedimenti messi in posto da due distinti cicli ingressivi.

Infatti, con questi nomi formazionali sono conosciuti i sedimenti costituenti due distinti emicicli di natura ingressiva che caratterizzano questa parte del margine dell'Avanfossa. A differenza del lato murgiano laddove la sedimentazione dei termini di riempimento dell'Avanfossa avveniva in condizioni abbastanza tranquille, sul versante appenninico essa era fortemente condizionata dalle spinte tettoniche responsabili della genesi della Catena. Il regime sintettonico caratterizzante il processo sedimentario, tra l'altro, determinava notevoli variazioni del livello marino con la conseguente genesi di corpi geologici ad esse imputabili. In questo contesto, il riempimento del bacino di Avanfossa non assunse la linearità tipica del margine murgiano, ma risulta intervallato da fasi di emersione e conseguente erosione.

A scala regionale, sono stati riconosciuti almeno due distinti cicli sedimentari ai quali appartengono le sopracitate formazioni indicate nella C.G.I.

Il primo Ciclo, di età inframesopliocenica è costituito da conglomerati poligenici basali più o meno potenti, sabbie arcosiche con intercalazioni calcarenitiche tipo panchina, ed infine argille siltose grigio scuro finemente laminate. Il secondo Ciclo, di età suprapliocenica infrapleistocenica, è costituito da arenarie e calcareniti spesso clinostratificate, a cui si intercalano strati sabbiosi, passanti poi ad argille grigio azzurre. Esso è trasgressivo sul ciclo più antico e sul substrato miocenico.

La porzione più orientale del Parco ed in particolare nel territorio di Calciano è caratterizzata dall'affioramento delle Argille Subappennine, litologia tipica della Fossa Bradanica, costituita da argille marnose di colore grigio azzurro cui si alternano e si intercalano a diverse altezze livelli limosi, sabbiosi e talvolta tufitici.

Infine, per quanto concerne i terreni di copertura che interessano l'areale su cui si sviluppa il parco, è verosimile che gli stessi siano costituiti unicamente da detrito di versante accumulatosi nelle zone più depresse e depositi eluvio colluviali derivanti dal disfacimento della roccia sottostante e dal materiale mobilitato dai fenomeni di dissesto.

La loro composizione varia in funzione della natura del substrato: i detriti prevalentemente sabbiosi che mantellano i versanti con substrato sabbioso arenaceo sono in genere costituiti da un aggregato sabbioso-limo-argilloso, proveniente dallo smantellamento dei pendii circostanti, in cui sono immersi clasti quarzoarenitici e pezzame litoide di diversa natura. La percentuale di aggregazione degli elementi è

variabile da luogo a luogo e nel complesso trattasi di terreni abbastanza addensati, compatti e offrono una forte resistenza alla perforazione.

Detriti a componente prevalentemente argillosa ccupano invece le zone di pertinenza delle Argille Varicolori. Su quest'ultima poggia una coltre di terreno di copertura costituita da depositi colluviali limo-argillosi grigi e grigio-giallastri con inclusi, nella parte alta del deposito, frammenti e blocchi lapidei di natura calcarea, marnosa, arenacea. Il materiale limo-argilloso è eterogeneo, caotico, privo di tessitura, talora alterato. La variabilità litologica e granulometrica si stende sia in senso orizzontale che verticale dell'accumulo colluviale.

5. GEOMORFOLOGIA E DISSESTI

Le caratteristiche morfologiche dell'insieme sono, evidentemente, in stretta dipendenza con la natura dei terreni affioranti e con il loro particolare assetto strutturale.

Più in dettaglio si è constatato che l'aspetto morfologico di ogni singola zona dipende del grado di erodibilità dei terreni che vi affiorano, il quale a sua volta è strettamente condizionato da diversi fattori, quali il regime ed il tipo delle precipitazioni, il clima, la natura e le caratteristiche dei versanti, l'acclività, l'esposizione dei versanti, la tettonica, la vegetazione, etc.

Così come riscontrabile nella cartografia geomorfologica allegata (All. Cf2) i versanti più acclivi ed alti si trovano in corrispondenza delle zone di affioramento dei litotipi più resistenti all'azione dei weathering, mentre le zone morfologicamente più depresse corrispondono alle aree di affioramento delle formazioni fliscioidi a prevalente componente pelitica, sovente interessate da movimenti di massa. In questo tipo di affioramento si osserva un paesaggio ondulato, con strette e, a volte, profonde incisioni, con vegetazione presente sporadicamente e con processi erosivi intensi che danno spesso luogo ad un mantello di coperture eluviali che maschera la roccia in posto. La diversa erodibilità dei litotipi affioranti genera due diverse classi di pendenza, in particolare si osservano versanti ad elevata acclività nelle sequenze più litoidi e a pendenza più contenuto nei terreni sciolti.

Il Parco di Gallipoli Cognato Piccole Dolomiti Lucane per la sua posizione strutturale annovera una forte concentrazione di siti ad alto significato geologico. Il suo paesaggio è fortemente contrassegnato dalle vicissitudini geologiche dell'area che nel complesso ne hanno determinato un aspetto caratterizzato da una serie di dorsali corrispondenti ad altrettante scaglie sovrapposte o intervallate da strette valli in cui affiorano sedimenti argillosi.

L'azione degli agenti esogeni sul substrato si è esplicato con modalità e incisività molto diverse in relazione alla natura stessa del substrato, all'assetto strutturale dello stesso, alla sua posizione altitudinale e alla sua utilizzazione antropica nei tempi storici.

Da un punto di vista generale si distinguono aree caratterizzate da situazioni determinate da una morfodinamica legata alle azioni erosive delle acque meteoriche,

altre con una forte dominanza di forme di erosione eolica, altre ancora derivano dall'azione dei meccanismi di dissesto idrogeologico.

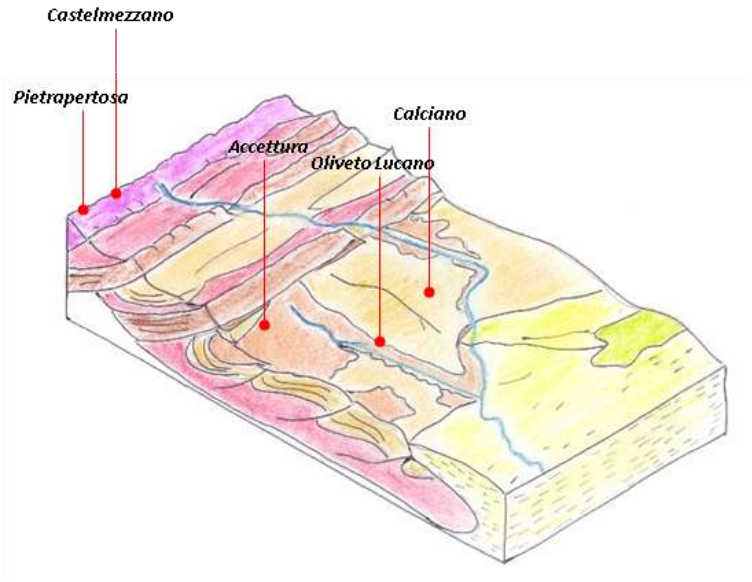


Fig. 5.1 – Schematizzazione della struttura geologica dell'area Parco (da F. Boenzi et alii)

Tutte queste azioni hanno determinato, in un ambito territoriale di limitata superficie, la presenza di numerosi i siti di rilevante interesse geologico e geomorfologico, sia da un punto di vista scientifico che eminentemente didattico, degni di essere censiti, studiati e conservati per le future generazioni.

5.1. I geositi

Per patrimonio geologico s'intende la quantità di siti di interesse geologico, "geositi", all'interno di un territorio (WIMBLEDON et alii, 1995). A seguito di uno studio condotto dal Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università degli studi di Basilicata, nel territorio del parco sono stati individuati sette geositi, due dei quali indicati nel database ISPRA - Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale.

I geositi segnalati mostrano peculiarità afferenti a diverse discipline delle Scienze della Terra: geologia strutturale, geomorfologia, stratigrafia, sedimentologia, paleontologia.

Inoltre, questo territorio è caratterizzato dalla significativa presenza di diversi siti archeologici. L'individuazione di tre geoarcheositi1, tra i sette totali, ha messo in evidenza la stretta relazione tra la conformazione geografico-geologica dell'area e gli insediamenti antropici, succedutosi nelle diverse epoche storiche. Il valore scientifico della maggior parte dei geositi segnalati a seguito del censimento è noto da tempo alla comunità accademica, ma recepito con difficoltà da un pubblico non specialista.

Di seguito si descrivono i geositi individuati, segnalati arealmente nella cartografia prodotta, allegata alla presente relazione.

Ipogei di Calciano

Il comune di Calciano è considerato la "porta" orientale del Parco. I ruderi della medioevale Caucianium (Fig. 5.2), altrimenti detto "Castello" sono visibili nelle rovine note con il termine di Rocca e comprendono una fortificazione (Castello o Rocca), la Chiesa della Rocca di origine Normanna e con struttura abbaziale (dedicata a S. Maria della Rocca) e la Cinta di Santa Caterina, sul versante sinistro, sovrastante il burrone della Venicella.

Fig. 5.2 –Ruderi della medioevale Caucianum. Sono visibili i muri esterni della Chiesa, e i resti della fortificazione, lungo il cui perimetro sono stati ricavati gli ipogei.

Lungo tutto il perimetro della fortificazione sono stati ricavati diversi ipogei, utilizzati prima come abitazioni e poi come ricoveri per animali. I ruderi sono solo genericamente attribuibili ad età basso medioevale, mancando al momento sia una precisa corrispondenza archeologica sia storica. Oggi gli ipogei sono in via di recupero e valorizzazione.

Gli ipogei di questo villaggio rupestre avevano una struttura muraria antistante l'ingresso. Le unità abitative erano divise in due gruppi diversi tra loro: un primo aggregato prossimo alla Chiesa della Beata Vergine, destinato alle abitazioni di famiglie, ed un secondo, di difficile accesso, utilizzato dagli eremiti del luogo, ricavato al di là del burrone della Venicella.

Geologia

La localizzazione degli ipogei di Calciano è stata favorita dalle caratteristiche geologiche e geomorfologiche del luogo. Gli ipogei sono ricavati nei Sabbioni di Garaguso (BOENZI et alii, 1971), depositi del Pliocene medio-sup., che poggiano in discordanza sul substrato pre pliocenico. Si tratta di sabbioni calcarei gradati e laminati scarsamente coerenti, con intercalazione di livelli di conglomerati poligenici, organizzati in strati e banchi. Si rinvengono orizzonti ricchi di macrofossili (lamellibranchi, brachiopodi, gasteropodi) sia interi che in frammenti (Fig. 5.3).

Fig. 5.3 – a) Livelli di macrofossili nei "Sabbioni di Garaguso". Si rinvengono orizzonti ricchi di valve spaiate. b) Contro-impronta di una valva.

A varie altezze sono presenti livelli argillosi ricchi di frustoli vegetali. Le diverse unità sabbiose di questa successione indicano un ambiente deposizionale di spiaggia sommersa ad alta energia, come suggeriscono anche le strutture sedimentarie (CALDARA et alii, 1993). Il grado di cementazione è molto variabile, sia lateralmente che verticalmente, e la stratificazione è messa in evidenza proprio da costolature di cementazione differenziale (Fig.5.4).

Fig. 5.4 – Ipogei ricavati nei "Sabbioni di Garaguso". L'ingresso è caratterizzato da una struttura muraria antistante. Si notino le costolature dovute a cementazione differenziale.

Questa caratteristica, unitamente alla litologia facilmente erodibile, modella la roccia in sculture naturali suggestive (Fig. 5.5).

Fig. 5.5 – Arco naturale in roccia modellato dall'erosione.

I Sabbioni di Garaguso sono depositi marini pliocenici depostasi in posizione di wedge-topbasin, fra il Pliocene e il Pleistocene inferiore (PIERI et alii, 2011). Per la loro posizione stratigrafico-strutturale afferiscono alle unità dei bacini intrappenninici. All'interno di questi depositi sono stati distinti due cicli sedimentari, separati da una lacuna stratigrafica (MAGGIORE & WALSH, 1975; CIARANFI et alii, 1979; CALDARA et alii, 1993; SABATO & MARINO, 1994; PIERI et alii, 2004). I Sabbioni di Garaguso rientrano nel secondo ciclo sedimentario e poggiano in discordanza sul primo ciclo o, come in questo caso, direttamente sul substrato pre-pliocenico, rappresentato, in quest'area, dalla Formazione di Serra Palazzo.

Peculiarità del geosito

Il geoarcheosito degli Ipogei di Calciano è un importante esempio di coesistenza tra interesse geologico e valore storico/archeologico. L'origine degli ipogei è certamente legata alla morfologia del luogo e al tipo di litologia presente, questo indica un controllo delle condizioni geologiche sulla localizzazione degli insediamenti abitativi e/o rupestri. In tutte le aree interne del Parco, il controllo della geologia sugli insediamenti è un motivo ricorrente che ritroveremo in diversi geositi segnalati in questa relazione. Il geosito degli Ipogei di Calciano ha un indubbio valore scientifico-didattico per la buona esposizione della successione pliocenica dei Sabbioni di Garaguso e per il contenuto paleo-sedimentologico che lo caratterizza. La presenza di testimonianze archeologiche è un valore aggiunto che rende ancora più necessaria la salvaguardia del sito attraverso un progetto di geoconservazione.

Successione Pliocenica di Oliveto Lucano

Il paese di Oliveto Lucano, localizzato sulle pendici orientali del M. Croccia, sorge su uno stretto e lungo sperone roccioso delimitato da profonde gole erose dal torrente Pisciolo e da un suo affluente (Fig. 5.6). L'origine storica di Oliveto può essere contestualizzata già a partire dal VII sec a.C., quando gli storici individuano la fase di "integrazione" tra la colonizzazione magno-greca della costa jonica e le popolazioni lucane dei rilievi interni. Oliveto Lucano rientra in un modello di utilizzo del territorio

che prende corpo intorno all'antico centro lucano di Croccia-Cognato. Dal territorio di Oliveto Lucano, infatti, era facile raggiungere, attraverso un tratturo di crinale, il sito di Croccia-Cognato. Se è vera l'ipotesi dell'esistenza di questo asse di comunicazione tra Croccia-Cognato e Oliveto Lucano, è chiaro che questo sito, per la sua posizione, doveva avere un ruolo naturale di avamposto. Lo sviluppo e la configurazione del nucleo antico di Oliveto Lucano è sicuramente di origine medioevale. L'agglomerato medioevale occupa il pianoro più alto e più largo dell'affioramento roccioso e presenta la caratteristica pianta a "fuso di acropoli".

(fonte: http://www.comune.olivetolucano.mt.it/Storia.php, Comune di Oliveto Lucano – Cenni storici).

Fig. 5.6 – Vista panoramica del paese di Oliveto Lucano, costruito su una successione sedimentaria pliocenica (Sabbioni di Garaguso).

Geologia

La peculiarità geologica di questo geosito è data dal substrato roccioso su cui è costruita gran parte del paese e dai rapporti stratigrafici di questo con le formazioni affioranti circostanti. Il paese di Oliveto Lucano è localizzato nell'area a margine tra il dominio della Catena Appenninica e quello della Fossa Bradanica. In quest'area quindi affiorano unità flisciodi preplioceniche (Formazione di Serra Palazzo, appartenente all'Unità tettonica di Tufillo-Serra Palazzo, sensu PATACCA & SCANDONE, 2007, correlabile

con l'Unità Tettonica di San Chirico (PIERI et alii, 2011). In discordanza su queste unità, poggiano depositi marini trasgressivi pliopleistocenici, depostisi in un contesto deposizionale di wedge-top-basin (o, più semplicemente, appartenenti alle unità dei bacini intra-appenninici, scorporati, nella letteratura più recente, dalle Unità della Fossa Bradanica s.s., PIERI et alii, 2011). Il paese di Oliveto Lucano è, quindi, costruito su una successione sedimentaria del Pliocene medio-sup. di carattere trasgressivo (Fig. 5.7).

Fig. 5.7 – Caratteri sedimentari della successione di Oliveto Lucano. a) conglomerati poligenici basali; b) sabbioni conchigliari gialli, c) livelli fossiliferi particolarmente ricchi in gusci di lamellibranchi; d) argille marnose grigio-azzurre, organizzate in un fronte calanchivo, a NW di Oliveto Lucano.

In questa successione possiamo distinguere i seguenti termini (BOENZI et alii, 1968):

- conglomerati poligenici basali, non stratificati, ben cementati ad elementi molto grossolani in vario grado di arrotondamento (Fig. 5.7a);
- sabbioni conchigliari gialli a grana grossolana (Fig. 5.7.b), di regola ben cementati e stratificati (a luoghi anche con cenni di stratificazione incrociata e

di clinostratificazione). I sabbioni possono contenere alcuni lenti di conglomerato poligenico. Si notano, inoltre, con una certa frequenza, gusci di lamellibranchi (pettinidi, ostreidi, ecc.) (Fig. 5.7c);

- ai sabbioni conchigliari fanno seguito argille marnose grigio-azzurre (Fig. 5.7d), non stratificate. Le argille sono, a luoghi, alquanto siltose o addirittura sabbiose.

Nel Foglio 200 "Tricarico", della Carta Geologica d'Italia 1:100.000, i primi due termini di questa successione (conglomerati poligenici basali e sabbioni conchigliari) appartengono ai Sabbioni di Garaguso, le argille grigio-azzurre, invece, alle Argille di Gravina (BOENZI et alii, 1971). Nell'ambito della realizzazione di lavori successivi al Foglio 200, la nomenclatura, relativa ai depositi marini plio-pleistocenici, non è risultata uniformemente applicabile a tutta l'area bradanica. Nelle note illustrative del Foglio 471 "Irsina" (PIERI et alii, 2011), si fanno riferire al Supersintema di Ariano Irpino, i depositi di età compresa fra il Pliocene e il Pleistocene inf. in posizione di wedge top basin, che si rinvengono in discordanza su unità più antiche. All'interno del Supersintema vengono distinti il Sintema di Tricarico e il Sintema di Tolve, separati da un'importante discordanza angolare, a loro volta composti da più litofacies (Fig. 5.8b).

Nel geosito di Oliveto Lucano affiora la litofacies areanaceo-sabbiosa del Sintema di Tolve (correlabile con i Sabbioni di Garaguso, della carta geologica 1:100.000). In quest'area, questa poggia, mediante un'evidente discordanza (Fig. 5.8a), direttamente sul substrato pre-pliocenico rappresentato dalla Formazione di Serra Palazzo, una successione torbiditica silicoclastica in cui si intercalano marne argillose grigie e torbiditi calciclastiche. La Formazione di Serra Palazzo è la più rappresentativa dell'Unità tettonica di San Chirico, in quanto affiora estesamente nelle aree più esterne della catena. A scala regionale poggia in concordanza con un contatto netto sulle quarzoareniti del Flysch Numidico ed è spesso, troncata a tetto, da una superficie di erosione sulla quale poggiano in discordanza le litofacies appartenenti al Supersintema di Ariano Irpino, come appunto si verifica in questo geosito.

Precisamente, a SE del paese di Oliveto Lucano, lungo il versante sinistro del Vallone di Mezzo, c'è un esteso affioramento dove questa discordanza si vede con chiarezza (Fig. 5.7a). La discordanza è evidenziata da un gradino morfologico molto evidente e si

segue con una buona continuità laterale, costeggiando l'affioramento. Inoltre, al limite tra le due formazioni, si può studiare l'incipit sedimentario della successione medio-pliocenica dei Sabbioni di Garaguso, che poggia, con contatto erosivo, sulla Formazione di Serra Palazzo.

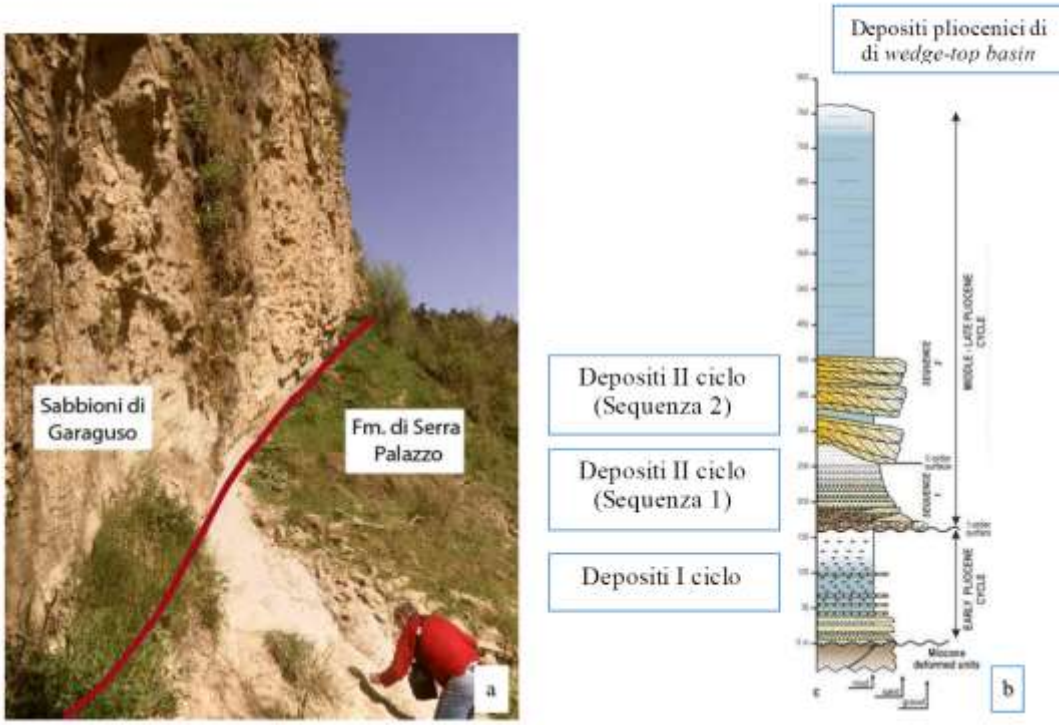


Fig. 5.7 – a) Affioramento a SE di Oliveto Lucano, dove è visibile la discordanza (segnata in rosso) tra la Formazione di Serra Palazzo e i Sabbioni di Garaguso; b) Colonna stratigrafica della successione sedimentaria pliocenica di wedge-top affiorante nell'area (da PEPE & GALLICCHIO, 2013), dove sono indicate le posizioni delle varie discordanze. La letteratura scientifica è concorde nel riconoscimento di due cicli sedimentari principali. Il primo del Pliocene inferiore e il secondo del Pliocene medio-superiore, separati da una superficie di discordanza di prim'ordine. All'interno del secondo ciclo, sono state riconosciute due sequenze deposizionali separate da una discordanza di second'ordine.

L'analisi di facies permette di riferire tali depositi ad ambienti di mare basso, ad elevata energia, che, verso l'alto, passano a depositi distali di mare aperto. Quando, in una colonna sedimentaria, c'è un passaggio verticale da sedimenti di facies costiera a sedimenti di facies da mare aperto, viene registrata una trasgressione marina, cioè un innalzamento relativo del livello del mare e il conseguente spostamento dei vari ambienti deposizionali, da mare verso terra. La colonna sedimentaria di Fig. 5.7b evidenzia proprio questo trend.

Peculiarità del geosito

Il geosito di Oliveto Lucano presenta un'ottima esposizione della successione sedimentaria pliocenica. La successione è incisa dai torrenti che bordano il nucleo abitato, questo permette l'osservazione di diversi tagli nelle immediate vicinanze del paese, alcuni dei quali presentano un facile accesso. Nell'areale del geosito, a SE del paese, si osserva la discordanza tra la successione pliocenica e il substrato pre-pliocenico; la superficie di discordanza è facilmente raggiungibile e si segue con buona continuità laterale. Questo conferisce al sito un'importante valenza didattica e scientifica perché l'elemento in oggetto si presta alla descrizione di un processo sedimentario. Lo sviluppo del nucleo urbano di Oliveto Lucano è strettamente legato alle caratteristiche geologiche e geomorfologiche dell'area. Il geosito ha, quindi, un significativo valore paesaggistico che può essere valorizzato e divulgato attraverso geo-itinerari tematici.

Rampa di Stigliano – Torrente Salandrella

Il torrente Salandrella nasce dal Monte dell'Impiso (1319 m s.l.m.), percorre da NW a SE la provincia di Matera e raggiunge la costa jonica nel golfo di Taranto, dopo che nel tratto a valle della S.S 176, prende il nome di Fiume Cavone. Nella parte più montuosa del suo corso ha un carattere prettamente torrentizio. Il reticolo presenta fossi e canaloni a forte pendenza, all'interno dei quali l'azione erosiva dell'acqua comporta scalzamento al piede di versanti e costoni ripidi. Nella parte mediana l'alveo del fiume presenta una maggiore ampiezza con zone di divagazione più estese. Immediatamente a sud di Oliveto, lungo il versante sinistro del torrente Salandrella, affiora una potente successione stratigrafica del Pliocene medio-sup. (Fig. 5.8) costituita da depositi carbonatico-silicoclastici e sabbioni calcarei clinostratificati.

Geologia

La successione sedimentaria di quest'affioramento rientra nei depositi marini pliocenici dei bacini intrappenninici. Sono depositi in posizione di wedge top-basin che si

rinvengono, in discordanza, su unità più antiche poste all'interno o al fronte della catena (PIERI et alii, 2011).

In quest'area, così come lungo tutto il fronte della catena appenninica, l'intera successione sedimentaria pliocenica è composta da due cicli separati da una discordanza angolare e da una lacuna stratigrafica (MAGGIORE & WALSH, 1975; BOENZI et alii, 1979; CALDARA et alii, 1993; SABATO & MARINO, 1994; PIERI et alii, 2004; GALLICCHIO & SABATO, 2008).

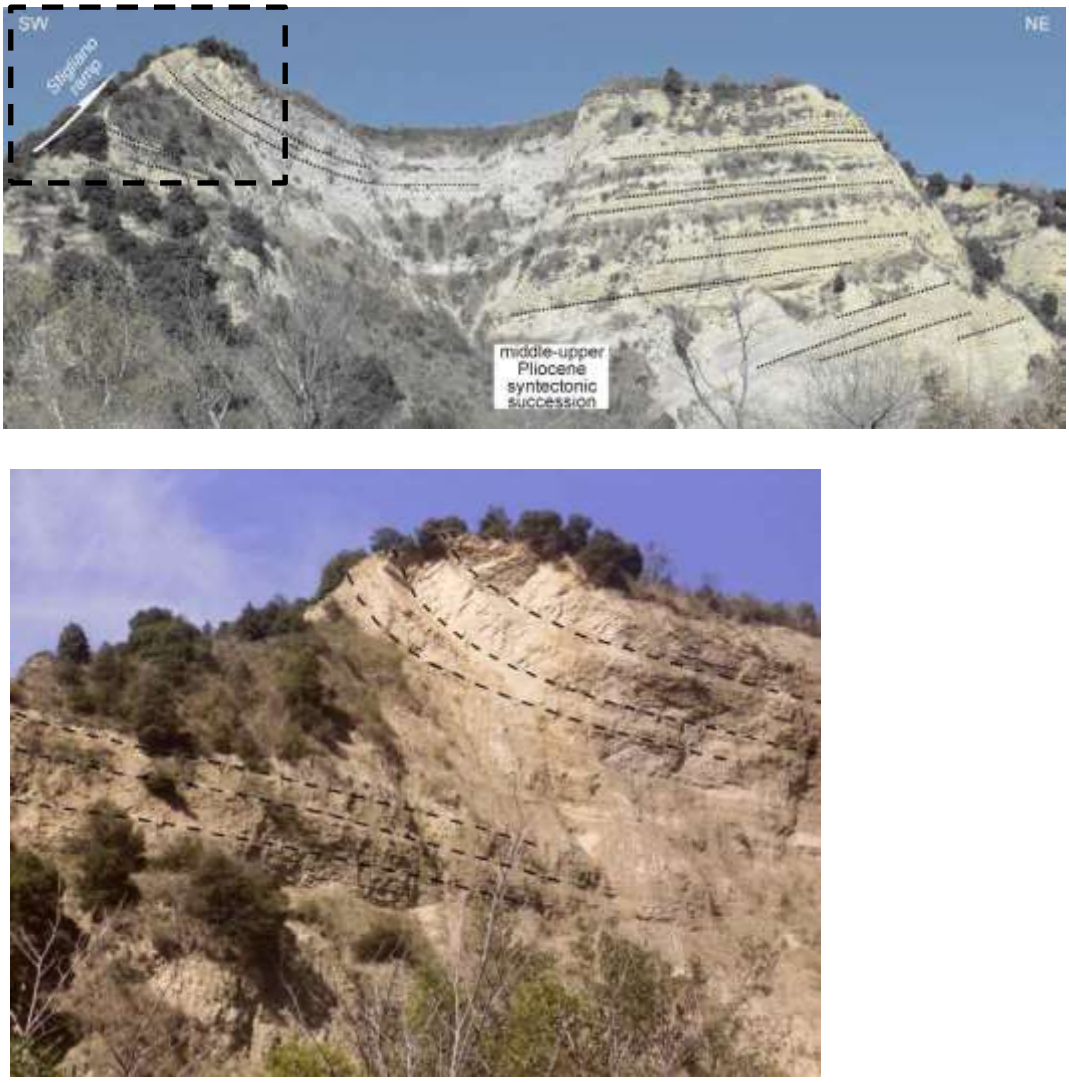


Fig. 5.8 – La Fig. 5.8.1a mostra l'affioramento lungo il Torrente Salandrella, oggetto di questo geosito (da PEPE & GALLICCHIO, 2013), nella sottostante troviamo un ingrandimento dell'area tratteggiata dal riquadro della precedente (spiegazione nel testo)

Entrambi i cicli sedimentari pliocenici sono coinvolti dalla tettonica plio-pleistocenica che viene registrata, al loro interno, da discordanze e strutture di crescita. In PATACCA & SCANDONE (2001, 2004) i due cicli sedimentari sono stati relazionati a differenti momenti di migrazione delle falde alloctone.

I depositi affioranti in questo geosito appartengono al secondo ciclo sedimentario pliocenico. Sono stati indicati come Sabbioni di Garaguso nel Foglio 200 "Tricarico" (BOENZI et alii, 1971). Negli studi successivi l'approfondimento delle sequenze deposizionali plioceniche, ha portato ad importanti revisioni e all'introduzione di una nuova nomenclatura.

Nel Foglio 471 "Irsina" questi depositi sono stati annessi al Supersintema di Ariano Irpino e, nel dettaglio, al Sintema di Tolve (Subsintema di Acerenza nella litofacies arenaceo-sabbiosa) (PIERI et alii, 2011). La parte bassa di questa litofacies è rappresentata da conglomerati composti da clasti ben arrotondati, la parte superiore dell'unità, spessa circa 20 m è caratterizzata da clinoformi inclinati di circa 30° e diretti verso S-SW, costituiti da una fitta alternanza di strati silicoclastici e carbonatici. Questi ultimi sono ricchi in macrofossili (alghe rosse, lamellibranchi, briozoi, echinidi). L'analisi di facies ha attribuito questi depositi ad ambienti di mare basso, ad elevata energia, localmente interessati da processi di amplificazione tidale (LONGHITANO et alii, 2007b; SABATO et alii, 2007). I depositi pliocenici affioranti lungo il Torrente Salandrella poggiano in discordanza sul substrato pre-pliocenico, rappresentato dalla Formazione di Serra Palazzo.

La caratteristica peculiare di questo geosito è la deformazione sin-sedimentaria (Fig. 5.8) di questi depositi dovuta alla messa in posto delle diverse unità tettoniche della catena. Nello specifico, in quest'area, si realizza la sovrapposizione dell'Unità di Vaglio di Basilicata sull'Unità di San Chirico (Fig. 5.9) (PIERI et alii, 2004, 2011 e bibliografia in esso contenuta).

Per i caratteri stratigrafici e strutturali, le due unità tettoniche si possono correlare, rispettivamente, all'Unità del Sannio e all'Unità di Tufillo-Serra Palazzo (sensu PATACCA & SCANDONE, 2007) e sono sovrapposte mediante una struttura compressiva di importanza regionale, la Rampa di Stigliano (Fig. 5.9). Essa controlla la

deposizione e la deformazione dei depositi pliocenici al top dell'Unità tettonica di San Chirico.

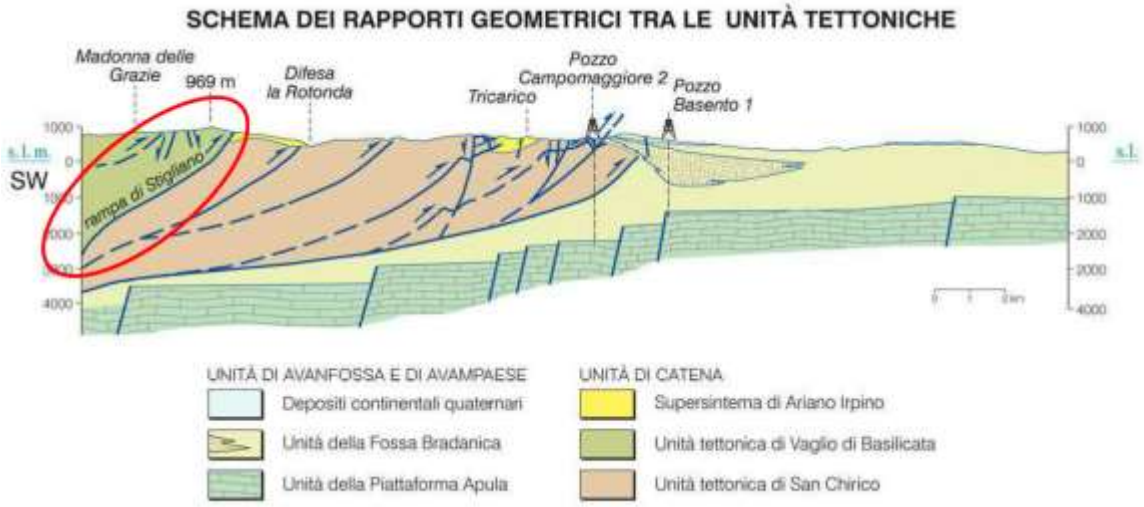


Fig. 5.9 – Schema illustrante i rapporti geometrici tra le Unità Tettoniche della catena, nella zona frontale del prisma di accrezione. (PIERI et alii, 2011). E' stata indicata con un cerchietto rosso la Rampa di Stigliano, struttura di importanza regionale, che ha comportato la deformazione sin-sedimentaria dei depositi lungo il Torrente Salandrella.

L'affioramento lungo il Torrente Salandrella registra chiaramente la tettonica sin-sedimentaria plio-pleistocenica. Questo significa che, durante questo intervallo temporale, la sedimentazione avveniva contemporaneamente alla crescita della struttura. Le principali evidenze dell'attività compressiva sin-sedimentaria sono: la deformazione degli strati sulla testata dell'affioramento e la variazione laterale di spessore, indice proprio del fatto che sono strati "di crescita" (Fig. 5.8).

La Rampa di Stigliano, che determina la spettacolarità dell'affioramento in questo geosito, è un sovrascorrimento fuori sequenza di importanza regionale, orientato NNW-SSE, che, nella zona del prisma frontale della catena, ritaglia il sistema embricato strutturatosi nelle fasi tettoniche precedenti (PATACCA & SCANDONE, 2001, 2007; PIEDILATO & PROSSER, 2005). E' una struttura di estensione litosferica che, in profondità, genera accavallamenti nelle unità dell'Apula sepolta, dividendola in due porzioni: una stabile sotto l'avanfossa e una più interna coinvolta nella catena (Fig. 5.10). In superficie, invece, coinvolge le successioni di wedge-top plioceniche (Fig.

5.10). L'interazione della struttura con le successioni plioceniche, come accade in questo geosito, è un marker cronologico importante per la datazione della deformazione. La formazione della Rampa di Stigliano è imputabile alla fase deformativa del Pliocene medio, quando il livello di scollamento basale si è approfondito e la Piattaforma Apula è stata coinvolta nella deformazione contrazionale. Questo processo ha determinato il piegamento e la dislocazione dei precedenti sovrascorrimenti, come si può osservare in corrispondenza della Rampa di Stigliano. La struttura è considerata attiva fino al Pleistocene medio (PATACCA & SCANDONE, 2001).

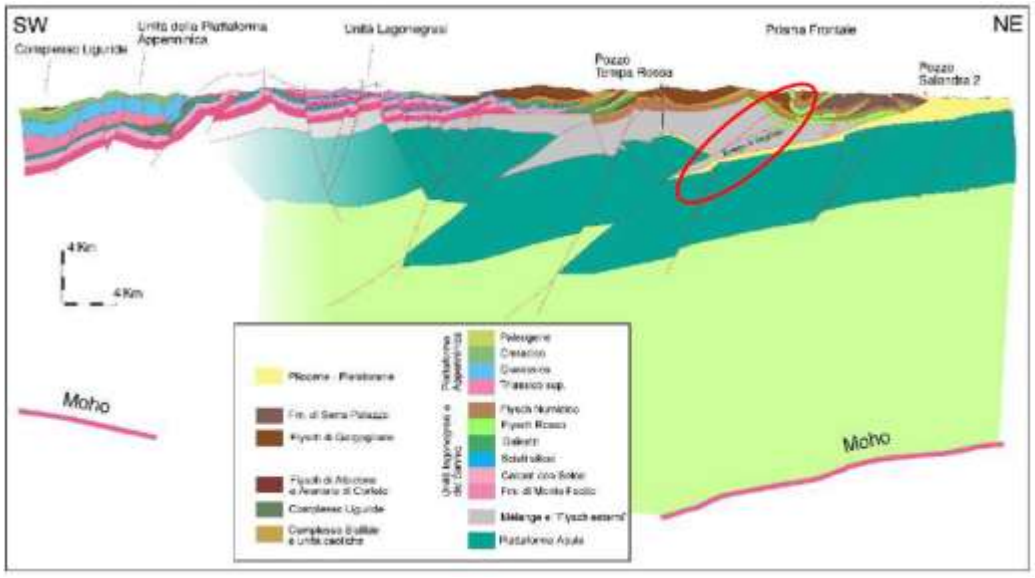


Fig. 5.10 – Sezione geologica attraverso il prisma frontale della catena appenninica. La sezione è modificata da PROSSER et alii, 1996 e PESCATORE et alii, 1999. Nel cerchio rosso è indicata la posizione della Rampa di Stigliano.

Peculiarità del geosito

L'affioramento lungo il Torrente Salandrella ha un elevato valore scientifico - didattico in quanto permette di studiare i caratteri stratigrafici e deposizionali di una successione sedimentaria pliocenica, dove, fra l'altro, è chiaramente visibile la deformazione sinsedimentaria che ha controllato la deposizione. Il geosito proposto ha anche notevole importanza in geologia strutturale, per la presenza della Rampa di Stigliano che, come spiegato sopra, è un elemento chiave per la ricostruzione della struttura frontale della catena. Quest'area, quindi, si presta ad escursioni didattiche per studiosi e appassionati

di Scienze della Terra. In questo contesto, si può rendere più efficace la sua fruizione, inserendolo in un geoitinerario che colleghi affioramenti chiave per la comprensione dell'evoluzione geologica dell'area. Inoltre, il geosito si dipana lungo il fondovalle del Torrente Salandrella occupando un tratto del suo versante sinistro; questo lo rende un posto suggestivo e di significativa bellezza paesaggistica, che, se sapientemente divulgato e reso fruibile, diventerebbe meta di un gran numero di escursionisti e turisti naturalisti.

Insediamenti di Monte Croccia e "Petre la Mola"

La Riserva Antropologica e Naturale Statale del Monte Croccia è stata istituita con D.M.A.F. dell'11 Settembre per tutelare un antico centro abitato fortificato, il centro di Croccia Cognato (Fig. 5.11), ubicato sulla cima del Monte Croccia (1149 m s.l.m.).

Fig. 5.11 – Geoarcheosito di Monte Croccia: particolari delle cinte murarie, riferibili al circuito esterno ed interno del centro fortificato.

Questo importante sito archeologico, unitamente ad altri siti che ospitavano città fortificate edificate sui monti lucani, faceva parte di una rete difensiva del territorio. Si tratta di una lunga cinta muraria, composta da blocchi perfettamente tagliati, costituita da 3 circuiti di mura, di cui quello meglio conservato difende l'acropoli dell'abitato. Si estende per una lunghezza totale di oltre due Km e racchiude un'area di circa tre ettari; l'area archeologica invece, si estende per una superficie di circa sei ettari. La porta monumentale dell'acropoli è costituita da una doppia apertura che delimita un vano a pianta rettangolare. I primi insediamenti stabili sono databili intorno al VI - IV sec. a.C., quando gruppi sociali di origine osco-sannita fondarono la città lucana di Croccia Cognato. Il nucleo abitativo presenta una tecnica di costruzione ereditata dai greci. Da questi ultimi, infatti, i Lucani mutuarono le tecniche costruttive delle opere di difesa, realizzate in blocchi di pietra squadrata, di grandi dimensioni, sovrapposti gli uni agli altri, in poche file senza malta.

Fig. 5.12 – Complesso megalitico di "Petre la Mola" alle pendici del Monte Croccia.

La presenza umana nel territorio di Gallipoli Cognato ha origini remotissime, come testimoniano i reperti rinvenuti in prossimità di Monte Croccia, nel complesso

megalitico di “Petre la Mola” (Fig. 5.12) risalenti all’età neolitica (12.000 - 8.000 anni a.C.).

Un gruppo di ricerca ha iniziato lo studio di questo complesso rivelando che esso presenta allineamenti diretti alla posizione del Sole al mezzogiorno ed al tramonto del solstizio d’inverno. Altri, invece, ne segnalano la posizione agli equinozi ed al solstizio d’estate. E’ quindi probabile che il megalite sia stato utilizzato dagli antichi abitanti del Monte Croccia come un “calendario di pietra” per segnalare date particolari dell’anno, a scopo rituale ed a fini pratici.

Geologia

L’insediamento di Monte Croccia è stato determinato dalla strategica posizione geografica dell’area, che consentiva di tenere sotto controllo sia il Basento che la Salandrella, i due corsi d’acqua che scorrono nel fondovalle e che rappresentavano le vie di comunicazione in direzione dello Jonio. Un altro fondamentale fattore predisponente l’insediamento è rappresentato sicuramente dalla geologia del luogo. Infatti, il perimetro delle mura, ancora intatto nella parte basale, evidenzia una tecnica costruttiva mirata a sfruttare la morfologia del territorio mediante il raccordo della fortificazione alla roccia esistente (Fig. 5.13 a e b). Il perimetro si sviluppa in maniera discontinua alternando una parte costruita con blocchi di pietra, di forma e dimensioni irregolari, a settori difesi naturalmente dalla roccia in situ. I blocchi di roccia, che formano le cinta murarie, sono formati da quarzareniti appartenenti al Flysch Numidico che affiora estesamente nell’area. I rilievi in campagna hanno evidenziato come gli estesi affioramenti di roccia, in prossimità del monte, fungessero da ‘cave di prestito’ (Fig. 5.13 d). L’estrazione dei blocchi veniva favorita dalla giacitura degli affioramenti che formano una monoclinale immergente verso SW. I blocchi di roccia recano spesso segni di cava e caratteri alfabetici, scolpiti con una serie di fori continui, che erano generalmente usati nelle cave per contrassegnare la quantità di lavoro eseguito.

Il Flysch Numidico, in precedenza, è stato indicato nel Foglio 200 “Tricarico” con il termine di Arenarie di Stigliano (BOENZI et alii, 1971). Da un punto di vista litostratigrafico è costituito da una potente successione di strati e banchi di quarzareniti mature di colore grigio-giallastro, cui si intercalano sottili livelli di argilliti marnose di

colore grigio-verdastro. Le areniti, mediamente cementate, hanno granulometria medio-fine e sono costituite prevalentemente da frammenti di quarzo mono- e poli-cristallino arrotondati, subordinatamente da frammenti di alcali-feldspati e da rari frammenti di miche. Sulla base dei dati di letteratura l'età del Flysch Numidico risulta riferibile al Miocene inferiore (OGNIBEN, 1969; CIARANFI & LOIACONO, 1983; PATACCA et alii, 1992).

Fig. 5.13 – Particolari costruttivi delle cinta murarie a Monte Croccia. In a) e b) è evidente come la cinta muraria sia intervallata alla roccia in situ, c) conci di roccia tagliati ed incastrati tra loro; d) assetto monoclinalico di un affioramento di Flysch Numidico che favoriva l'estrazione dei blocchi.

Il rilievo del Monte Croccia è posizionato lungo una dorsale del Flysch Numidico, allungata in direzione NW-SE che, unitamente ad altre dorsali parallele, rappresenta il motivo morfologico peculiare dell'area. Quest'allineamento strutturale deriva dalla sovrapposizione di tre distinte unità tettoniche che formano il prisma frontale della catena appenninica. La dorsale del Monte Croccia appartiene all'unità tettonica di Vaglio di Basilicata (PIERI et alii, 2004; PIERI et alii, 2011 e bibliografia in esse

contenuta). La successione di quest'unità tettonica è rappresentativa della porzione cretacico-miocenica del Bacino Lagonegrese. I caratteri stratigrafici e strutturali di questa unità permettono di correlarla all'Unità del Sannio p.p. sensu PATACCA & SCANDONE, 2007.

Peculiarità del geoarcheosito

La Riserva Antropologica e Naturale Statale del Monte Croccia ha le caratteristiche ideali per essere candidata a geoarchesito. Un geoarcheosito, infatti, registra la coesistenza tra reperti archeologici e affioramenti rocciosi che sono testimonianza, rispettivamente, degli insediamenti di natura antropica e dell'evoluzione geologica e geomorfologica dell'area. Nel caso di Monte Croccia, come spiegato sopra, la geologia ha fortemente influenzato la localizzazione dell'insediamento e le tecniche di costruzione. Gli affioramenti di quarzareniti dell'area, nella loro posizione naturale, sono serviti da raccordo con le fortificazioni e, allo stesso tempo, fungevano da 'cave di prestito' per il prelievo dei blocchi di pietra squadrata.

L'altro tassello fondamentale è rappresentato dalla posizione geografica del sito che, dominando sui corsi d'acqua e sulle vallate circostanti, ha permesso il controllo delle vie di accesso all'area, condizione questa fondamentale nell'antichità per la difesa e la preservazione degli insediamenti antropici. Per tutti questi motivi è riconosciuto al sito di Monte Croccia un importante interesse storico-archeologico, paesaggistico e ambientale a cui contribuiscono, in ugual maniera, la componente geologica e quella antropico-culturale. La valorizzazione del geoarcheosito e la sua divulgazione, a un pubblico sempre più vasto, sono un importante atto di recupero dell'identità storica della regione e del suo patrimonio naturale.

Insediamenti di "Gallipolis"

Il sito di "Gallipolis" è situato in località Palazzo, lungo il crinale di Tempa Castello, alle pendici del Monte Malerba, nel territorio comunale di Accettura. Si tratta di resti di un centro abitato medioevale di cui si fa menzione in alcuni documenti datati alla fine del 1200. Non ci sono studi specifici riguardo la storia di questo centro. Si ritiene che essa sia strettamente legata a quella di una struttura monastica contigua e, verosimilmente, coeva, fondata da San Guglielmo da Vercelli nei primi decenni del XII secolo. In seguito alle continue scorrerie dei banditi, gli abitanti di Gallipolis, probabilmente, furono costretti a trasferirsi nei centri vicini più sicuri, ed il nome dei loro casali scomparsi è rimasto ad indicare vagamente le località dove sorgevano una volta.

Sulla sommità del crinale sono oggi visibili i resti di una costruzione fortilizia di cui si riconoscono le murature esterne (Fig. 5.14) e le scalinate di accesso ricavate nella roccia affiorante (Fig. 4.15 c).

Fig. 5.14 – Mura esterne della costruzione fortilizia in località Tempa Castello. Si noti come la costruzione si adatta alla morfologia del luogo, intervallandosi alla roccia affiorante.

Nell'areale del geosito, per la superficie di circa un ettaro, si rinvengono ruderi e muretti costruiti con dei materiali lapidei cementati con malta (Fig. 5.15).

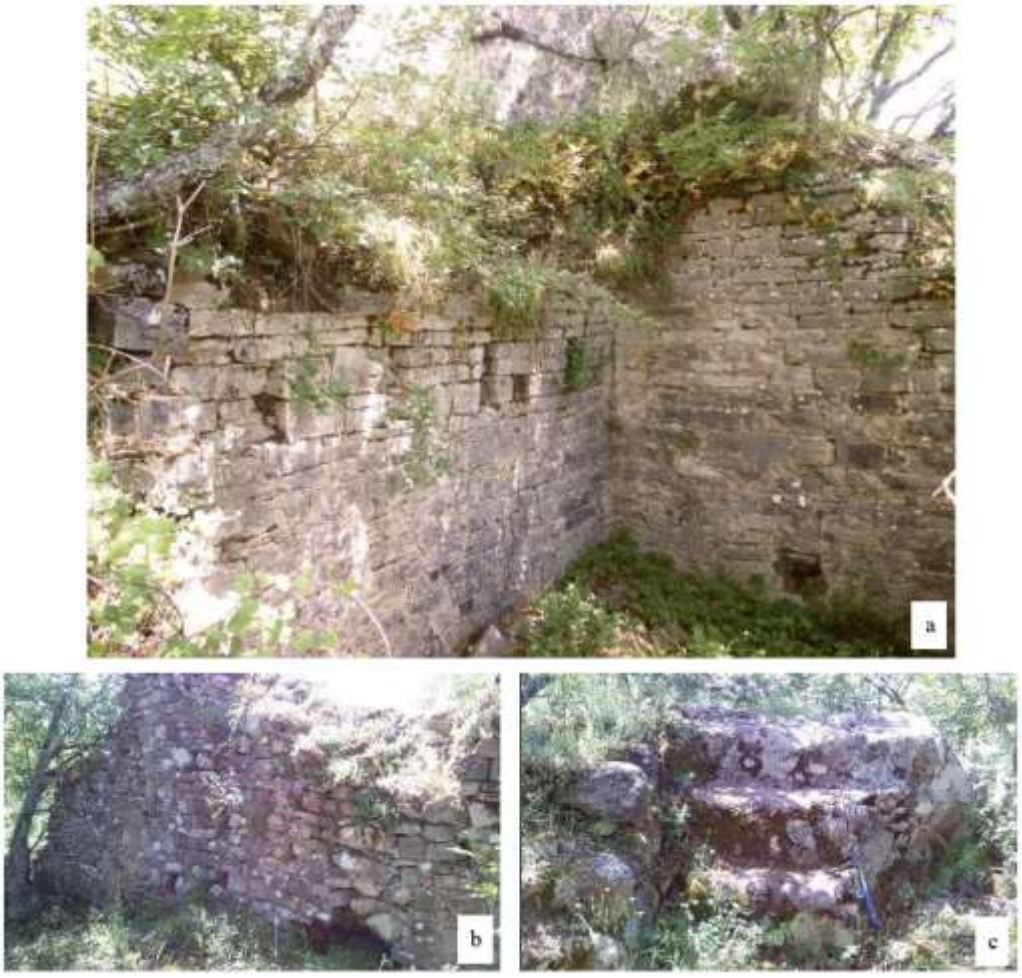


Fig. 5.15 – a) b) Resti di muratura cementati con malta, località Tempa Castello; c) scalinata ricavata nella roccia affiorante.

Geologia

Anche l'insediamento di Gallipolis è stato favorito dalla geologia e dalla posizione geografica dell'area. Il crinale di Monte Malerba, come Monte Croccia, aveva una posizione strategica in quanto permetteva il controllo sui fiumi Basento e Salandrella e quindi sulle vie di comunicazione e commerciali, favorendo così lo sviluppo e la difesa dell'insediamento stesso.

Il substrato roccioso è rappresentato dal Flysch Numidico, noto nella vecchia cartografia come Arenarie di Stigliano (BOENZI et alii, 1971). Si tratta di quarzoareniti mature, con granuli di quarzo ben arrotondati. Gli strati sono spessi alcuni metri e, intercalati agli strati di quarzoareniti, si rinvengono livelli di argilloscisti e marnoscisti di colore grigio; lo spessore di tali strati è dell'ordine di 15 - 20 cm. La particolare litologia del substrato roccioso ha permesso lo sfruttamento in situ dello stesso, per la costruzione dell'abitato e delle mura di protezione. Sono riconoscibili interventi per la canalizzazione delle acque, come vasche e canali, ricavate direttamente nel substrato roccioso (Fig. 5.16)

Fig. 5.16– Interventi per la canalizzazione delle acque, realizzati direttamente nel substrato roccioso.

Il geoarcheosito di Gallipolis, pur essendo localizzato nell'area del Parco, versa in un pessimo stato di conservazione. Lo stato di incuria della vegetazione è il fattore di rischio più grande poiché l'estensione delle radici degli arbusti, in mezzo ai ruderi, ne compromette la stabilità e causa diversi crolli rovinosi. E' auspicabile disporre urgenti misure di tutela per garantire un'adeguata conservazione del geosito. L'assenza di interventi mirati continuerebbe ad arrecare danni irreversibili ai resti archeologici.

Peculiarità del geosito

Il geoarcheosito di "Gallipolis" è un altro splendido esempio di connubio tra il patrimonio geologico di un'area e il suo valore storico-antropologico. Come nel caso di Monte Croccia, anche qui la geologia e la morfologia del luogo hanno controllato in maniera determinante l'insediamento antropico. Il sito di "Gallipolis" è la dimostrazione di come la geodiversità, intesa come la diversità dei fenomeni geologici,

geomorfologici, idrologici e pedologici presenti in una data area (GRAY, 2004), influenzando la storia di una popolazione, possa influire sul 'paesaggio culturale' di un'area. Per questo sito archeologico ci sono pochi dati storici, quella che sembra appurata con certezza è l'origine medioevale dell'insediamento. Il salto temporale rispetto al sito di Monte Croccia, datato VI-IV sec. a.C., è interessante perché ci permette di studiare le tracce della presenza dell'uomo in quest'area in un intervallo di tempo molto ampio. Inoltre, la coesistenza di siti di età diversa consente di osservare le differenze nelle tecniche costruttive attraverso i secoli.

Infine, si ribadisce che il geoarcheosito di Gallipolis, per il suo forte stato di degrado, è quello a più alto rischio di distruzione all'interno dell'areale del Parco. Necessita quindi di interventi urgenti affinché ne sia garantita la salvaguardia.

Dolomiti Lucane

Il geosito delle Dolomiti Lucane è, indubbiamente, quello che meglio caratterizza e rende unico il territorio del Parco di Gallipoli Cognato Piccole Dolomiti Lucane. E' il sito con l'areale più esteso, comprende i borghi di Castelmezzano, Pietrapertosa e parte della lunga dorsale montuosa che collega i due paesi. Le spettacolari cime sono nettamente distinguibili dal paesaggio circostante, caratterizzato da forme più dolci. I borghi di Castelmezzano e Pietrapertosa sono disposti uno di fronte all'altro, rispettivamente, a 870 e a 1.090 metri sul livello del mare. L'elevazione topografica è ancora più accentuata dalla profonda gola, scavata dal Torrente Rio di Caperino, affluente del Basento, che divide le Murge di Castelmezzano a nord, dalla Costa di S. Martino a sud. I due paesi sono stati edificati in modo da sembrare aggrappati sulla roccia in una perfetta commistione tra uomo e natura (Fig. 5.17); entrambi hanno conservato l'originario impianto urbanistico medioevale, con le case arroccate sulle pareti rocciose secondo un'antica forma di terrazzamento.

L'area delle Dolomiti Lucane è stata già candidata come geosito all'Ispra ed è compresa nell'area SIC IT9210105 – Dolomiti di Pietrapertosa, comprendente parte dei comuni di Pietrapertosa, Castelmezzano ed Accettura, per una superficie totale di 1312,52 ettari.

Fig. 5.17 – Veduta panoramica dei borghi di Pietrapertosa (a) e Castelmezzano (b); si nota l'assetto giaciturale della roccia e l'adattamento dell'area urbana al paesaggio.

Cenni storici

La geologia di questo territorio è stato il principale fattore di controllo nella localizzazione degli insediamenti umani a partire da origini remotissime. L'orografia del luogo e il suo substrato roccioso hanno influenzato la costruzione delle prime fortificazioni. Le origini di Castelmezzano sono datate circa tra il VI ed il V secolo a.C., quando dei coloni greci penetrarono nella valle del Basento e fondarono un centro abitato chiamato Maudoro, cioè mondo d'oro. Nel X secolo d.C., le invasioni saracene costrinsero la popolazione locale a trovare una nuova stabilizzazione. Dopo l'occupazione longobarda, vi si insediarono i Normanni tra il XI ed il XIII secolo d.C. e vi costruirono un castello (Fig. 5.18 b) (di cui sono ancora visibili i resti delle mura e la gradinata scavata nella roccia che consentiva l'accesso al punto di vedetta più alto). Fu proprio dal nome del castello (Castrum Medianum, castello di mezzo) che ne derivò quello della cittadina, denominato così per via della sua posizione tra quelli di Pietrapertosa e di Brindisi Montagna. Nel XIX secolo, Castelmezzano fu toccata dal fenomeno del brigantaggio. Grazie proprio alla sua collocazione territoriale costituita da nascondigli naturali tra le rocce e vegetazioni rigogliose, fu un rifugio ideale per numerosi briganti.

Le origini di Pietrapertosa sono incerte, anche se le teorie più accreditate attestano una fortificazione, attorno al IV secolo a.C. Notizie più certe si hanno a partire dal X secolo quando il borgo fortificato fu occupato da una banda di Saraceni guidata dal capo Luca. Il castello fu ampliato successivamente dai Normanni per assicurare una migliore difesa

del luogo contro eventuali incursori. Oggi, dell'antico fortilizio (Fig. 5.18 a), sono visibili parte delle mura perimetrali, un torrione di avvistamento ed alcuni alloggiamenti incisi nella roccia. Pietrapertosa si mostra come un antico borgo che è riuscito a mantenere nel tempo la fisionomia medievale soprattutto nella parte più antica situata alle pendici del Castello che conserva, ancora oggi, l'antico nome saraceno di "Arabat" caratterizzato da strade strette e vicoli ciechi.

Fig. 5.18 – a) Resti del castello di Pietrapertosa; (b) struttura fortilizia di Castelmezzano, con scalinata ricavata nella roccia, utilizzata come vedetta per monitorare la Val Basento, principale via d'accesso alle zone più interne.

Geologia

Il paesaggio delle Dolomiti Lucane è dominato da spettacolari affioramenti del Flysch di Gorgoglione, una formazione costituita da un'alternanza di arenarie, peliti e conglomerati, organizzata in banconi e strati, fortemente inclinati a causa del coinvolgimento nei sovrascorrimenti che hanno deformato questa porzione della catena appenninica. Il Flysch di Gorgoglione è una successione sedimentaria torbiditica di età Langhiano-Tortoniano (CIARANFI, 1972; COCCO et alii, 1972; PESCATORE, 1978; LOIACONO, 1981; PESCATORE & SENATORE, 1986; CRITELLI & LOIACONO, 1988; PESCATORE, 1992; LOIACONO, 1993; BOIANO, 1997). La Fig. 5.19 mostra la posizione della successione sedimentaria di Castelmezzano e Pietrapertosa, nel prisma di accrezione dell'Appennino meridionale, lungo una sezione trasversale che collega la costa tirrenica con l'Avampaese apulo.

Fig. 5.19 – Sezione geologica regionale, in cui sono indicate le principali unità stratigrafico-strutturali della catena (LONGHITANO et alii, 2007a).

Durante i processi di formazione e di accavallamento di un cuneo orogenico, nel settore esterno si forma una estesa zona di sedimentazione che rappresenta il Bacino di Foreland. Attualmente, il settore assiale dell'Appennino lucano è caratterizzato dalla presenza di flysch di età miocenica costituiti da depositi silicoclastici depositatisi all'interno di bacini satelliti, piggyback, sviluppatisi sul fronte dell'orogene (depozona di wedge-top). Uno di questi depositi è rappresentato proprio dal Flysch di Gorgoglione (Langhiano-Tortoniano) che rappresenta il riempimento sedimentario di un piccolo bacino orientato parallelamente rispetto al fronte dei thrust appenninici e conosciuto con il nome di Bacino Irpino (COCCO et alii 1972; PESCATORE, 1978). In pratica, il Flysch di Gorgoglione si depositava mentre la catena appenninica era ancora "in costruzione" sott'acqua, l'avanfossa era molto profonda e si depositavano, contemporaneamente, correnti di torbida provenienti da nord e frane sottomarine dai pendii. Le torbiditi sono correnti di acqua e fango, con elevata densità che si muovono lungo la scarpata continentale (Fig. 5.20). Si originano quando sedimenti, quali fango e sabbia, dalla piattaforma sono smossi in seguito a terremoti o frane sottomarine; le particelle detritiche discendono lungo il pendio a notevole velocità trasportando notevoli quantità di sabbia. Alla base della scarpata i materiali si depositano formando strati a sedimentazione gradata di sabbie grossolane, silt, argille e, subordinatamente, conglomerati.

Le correnti di torbida hanno densità variabile e sono capaci di trasportare sedimenti da molto grossolani a fini, per questo motivo l'associazione di facies, che riconosciamo in affioramento, comprendono un considerevole range di variabilità. Le facies sedimentarie del Flysch di Gorgoglione possono essere riassunte in quattro associazioni principali (LONGHITANO et alii, 2007a), organizzate in un'alternanza di termini, litologicamente, ben distinguibili:

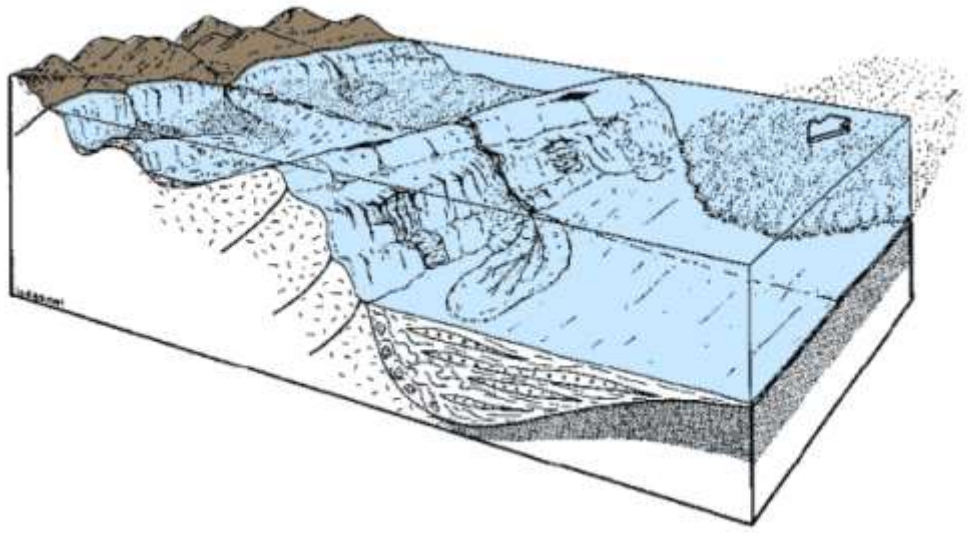


Fig. 5.20 – Schema esemplificativo del contesto deposizionale del Flysch di Gorgoglione, originatosi per la deposizione di correnti di torbida sottomarine in un bacino parallelo all'andamento dei thrust appenninici, che strutturavano la catena, immediatamente ad ovest. I sedimenti che andavano a formare questi depositi fliscioidi derivavano proprio dallo smantellamento della catena ad opera dell'erosione.

1) Facies Conglomeratica: strati conglomeratici poligenici, da disorganizzati a parzialmente gradati, di spessore variabile; in affioramento si presentano in lenti di lunghezza di qualche centinaio di metri;
2) Facies Arenacea (raramente arenaceo-conglomeratica): strati e megastrati amalgamati massivi, privi di strutture sedimentarie e caratterizzati da superfici basali con un forte carattere erosivo (presenza di mud clasts e flute cast alla base);
3) Facies Arenaceo-Pelitica (o arenaceo-siltosa): alternanza ritmica di strati arenacei, gradati, ricchi di strutture sedimentarie (ripples, climbing ripples, laminazione piano-parallela e convoluta), e orizzonti siltosi laminati;
4) Facies Pelitico-Arenacea (o siltoso-arenacea): successione di orizzonti siltosi, di colore grigiastro, saltuariamente alternati a strati arenacei sottili e gradati.

Nel geosito delle Dolomiti lucane, è possibile osservare con estremo dettaglio, sia lungo la dorsale montuosa che lungo i tagli stradali tra gli abitati di Castelmezzano e Pietrapertosa, le diverse facies del Flysch di Gorgoglione e i caratteri del passaggio tra una e l'altra. La Fig. 5.21, in una panoramica all'ingresso del paese di Pietrapertosa, mostra l'alternanza delle diverse facies.

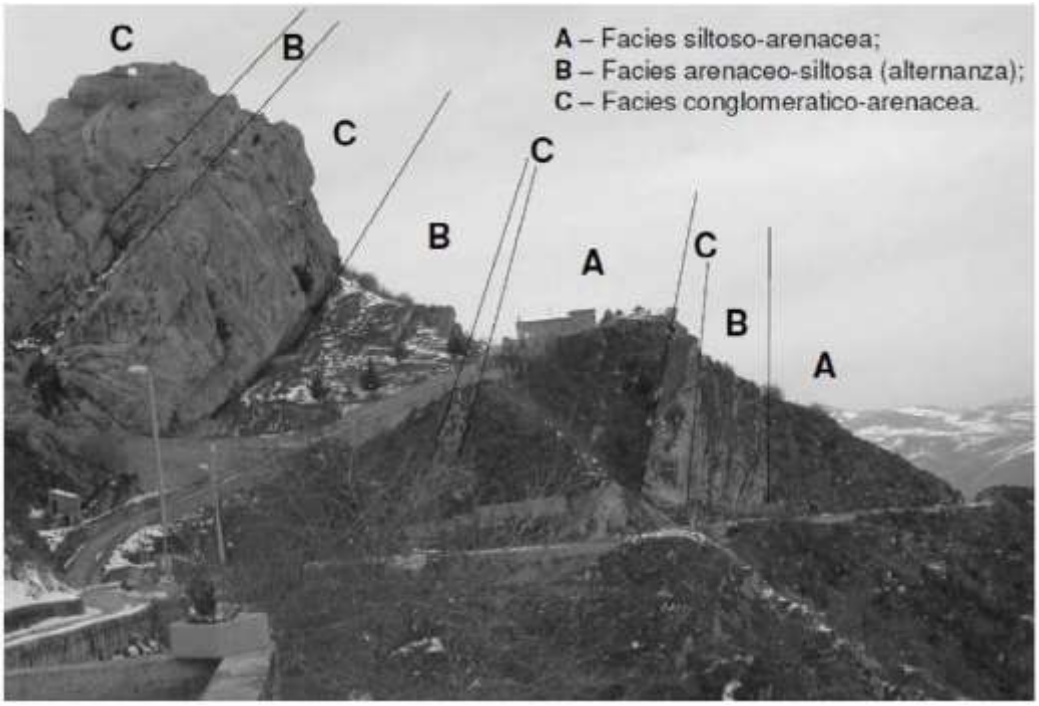


Fig. 5.21 – Panoramica all'ingresso del paese di Pietrapertosa (nella porzione centrale della foto si vede la Chiesa di San Cataldo e, in alto all'estrema sinistra, i ruderi del Castello) e illustrazione delle diverse facies del Flysch di Gorgogione (LONGHITANO et alii, 2007a).

I depositi della facies arenacea, in un sistema torbiditico, sono associati a canali profondi anche alcuni metri dove è frequente l'amalgamazione, quindi la gradazione è difficilmente riconoscibile e ci sono evidenze di erosione del substrato. Numerosi affioramenti del Flysch di Gorgoglione, nel geosito delle Dolomiti Lucane, si prestano, didatticamente, a descrivere queste strutture e a ricostruire l'ambiente deposizionale (Fig. 5.22).

Le correnti di torbida danno luogo a depositi organizzati secondo una sequenza sedimentaria precisa, detta sequenza di Bouma (BOUMA, 1962) e caratterizzati da strutture sedimentarie ben riconoscibili. L'intera sequenza di Bouma è composta da cinque intervalli distinti da Ta a Te (Fig. 5.23 b). Non è raro trovare in affioramento depositi che riproducono la sequenza di Bouma per intero o anche solo parzialmente (Fig. 5.23 a).

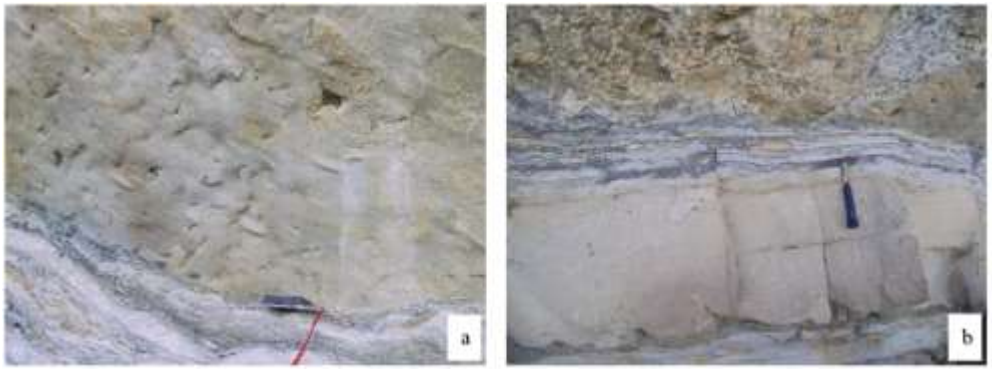


Fig. 5.22 – a) Flute cast alla base di uno strato arenaceo. I flute cast sono dei solchi di erosione che si formano a causa di turbolenza prodotta da asperità del fondo o da ostacoli. Sono strutture sedimentarie molto importanti perché permettono di ricostruire la direzione e il verso delle paleo-correnti. b) Clasti di fango (mud clasts o clay chips) alla base di uno strato arenaceo. In affioramento, l'asportazione dei clasti di argilla, più facilmente erodibile, conferisce alla roccia il tipico aspetto "bucherellato".

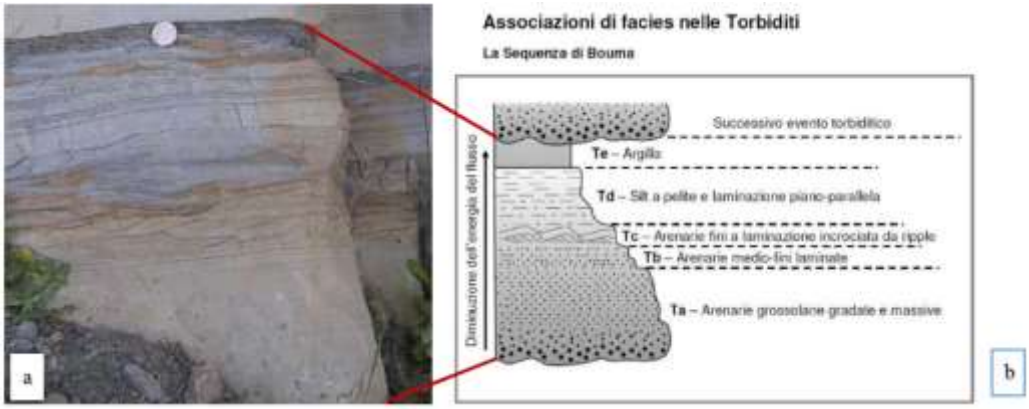


Fig. 5.23 – a) Affioramento del Flysch di Gorgoglione a Castelmezzano, nei pressi dei ruderi del Castello. La porzione di roccia indicata dai segmenti rossi, coincidente con un singolo evento di torbida, corrisponde indicativamente con la classica sequenza di Bouma (b). Vi si riconoscono i vari intervalli e le strutture caratteristiche.

Geomorfologia

La dorsale delle Dolomiti Lucane è stata sollevata, dal suo originario ambiente di sedimentazione, durante le ultime fasi tettoniche che hanno strutturato l'Appennino meridionale. In seguito l'azione degli agenti erosivi, per millenni, ne ha scolpito il paesaggio, modellandolo fino a renderlo così come lo vediamo oggi. La suggestione paesaggistica che percepiamo è di una rara bellezza, ma, allo stesso tempo, ci restituisce elementi di alto interesse scientifico e didattico. L'assetto monoclinalico delle rocce ha

conferito alla linea di cresta il tipico profilo asimmetrico, apprezzabile in una sezione trasversale (Fig. 5.24). L'alternanza litologica tipica delle facies sedimentarie del Flysch di Gorgoglione ha poi contribuito a creare dei gradini morfologici, causati delle diverse condizioni di erodibilità.

Fig. 5.24 – Panoramica delle Dolomiti Lucane, in una sezione orientata SW-NE, sullo sfondo si intravede l'abitato di Castelmezzano. Si notano il profilo asimmetrico della dorsale e l'alternanza litologica tra banconi arenaceoconglomeratici massivi e porzioni arenaceo-pelitiche stratificate.

L'erosione, ad opera degli agenti atmosferici, ha dato luogo a una grande varietà morfologica, dalle forme più aspre a grande sviluppo verticale, che richiamano, a scala minore, l'ambiente delle Dolomiti del Trentino Alto-Adige, a singolari sculture naturali dalle sembianze zoomorfe ed antropomorfe (Fig. 5.25). Molto frequenti e caratteristiche sono anche le sculture alveolari (Fig. 5.26), create nelle pareti arenacee ad opera, soprattutto, dell'erosione eolica. Le sculture alveolari si producono per alterazione selettiva sulle superfici rocciose esposte all'atmosfera. Constano di tutta una serie di nicchie o cavità di disfacimento, più o meno grandi, distribuite, in alcuni casi, con notevole regolarità, che conferiscono alle rocce un aspetto caratteristico. Le sculture alveolari si formano con maggiore frequenza in quelle rocce arenacee che hanno il cemento con resistenza distribuita secondo le maglie di un reticolo di impregnazione.

Fig. 5.25– Becco della Civetta nei pressi di Castelmezzano (foto di Andrea Giordano).

Fig. 5.26– Sculture alveolari presso Pietrapertosa (a) e Castelmezzano (b).

Peculiarità del geosito

Il geosito delle Dolomiti Lucane è senza dubbio il più caratteristico all'interno del territorio del Parco ed anche quello più esteso arealmente. Il grado di interesse scientifico è stato ritenuto, oggettivamente, di interesse nazionale. Le rocce affioranti in quest'area mostrano tutti i caratteri tipici di una successione torbiditica silico-clastica, il Flysch di Gorgoglione. Lungo la strada che collega Pietrapertosa a Castelmezzano e lungo le vie dei due paesi, sono esposti affioramenti rocciosi, raggiungili con estrema facilità, ricchi di informazioni sugli ambienti sedimentari del passato. Sulla superficie degli strati si notano, in perfetto stato di conservazione, una serie di strutture sedimentarie che, se adeguatamente illustrate, descrivono le modalità con cui l'acqua interagiva con i sedimenti, come questi ultimi si compattavano, come erano orientate le correnti e tutta una serie di aspetti del paleoambiente sottomarino. A quasi 1000 m di altitudine, studiosi ed appassionati sono accompagnati alla scoperta di un mondo, una volta sommerso. In questi affioramenti è possibile, inoltre, ricostruire anche le tappe dell'evoluzione geomorfologica che ha scolpito il paesaggio attraverso i millenni. Per tutti questi motivi, il geosito ha un indiscusso valore scientifico/didattico e si presta molto bene ad escursioni guidate e giornate divulgative rivolte a un ampio pubblico di visitatori ed appassionati. La messa a punto di geoitinerari, all'interno del sito, è lo strumento più idoneo per la divulgazione scientifica e per rendere i visitatori sempre più consapevoli del valore del patrimonio geologico.

Infine, le modalità di insediamento abitativo dei due borghi, sono un perfetto esempio di fusione delle aree urbanizzate con il contesto geomorfologico. Sono presenti, in entrambi i borghi, tracce di insediamento ed esempi di interventi antropici su ambienti naturali, sin dall'antichità. Il geosito, quindi, acquista anche dei contenuti dal significativo valore storico ed antropologico che si fondono col patrimonio naturale.

5.2 I dissesti

In considerazione della scala utilizzata per la redazione della carta geomorfologica e, soprattutto, delle finalità della pianificazione (piano del parco), le forme ed i processi geomorfologici legati alla dinamica di versante sono stati analizzati e cartografati relativamente al loro stato di attività (livello di rischio), secondo le indicazioni del Piano Stralcio per le Aree di Versante redatto dall'Autorità interregionale di Bacino della Basilicata.

Dall'osservazione della carta geomorfologica si evince che la distribuzione dei dissesti risulta fortemente influenzata sia dall'assetto orografico, frutto dei processi di neotettonica, che dalla tipologia dei soprassuoli.

Le depressioni vallive che intervallano le dorsali arenacee, risultano le porzioni di territorio principalmente interessate dalla presenza di movimenti franosi. Ciò è direttamente imputabile alla reologia del substrato dato l'affioramento prevalente di litologie pelitiche dalle scarse caratteristiche di resistenza meccanica.

Queste frane sono essenzialmente del tipo a cinematica lenta (scorrimenti e colamenti) e quindi le aree di possibile evoluzione sono limitate alle immediate vicinanze dei movimenti di versante stessi.

Le porzioni di territorio più aspre, laddove il substrato risulta costituito da litotipi arenacei, sono sovente interessati da fenomenologie franose identificabili come crolli e quindi caratterizzati da livelli di rischio ben più elevati. A tal proposito si evidenzia la concentrazione di aree a rischio R4 (rischio molto elevato) nel settore compreso tra gli abitato di Pietrapertosa e Castelmezzano, anche recentemente interessato da crolli che hanno determinato la chiusura al traffico della strada provinciale che collega i due centri abitati.

Praticamente tutti i centri abitati del territorio protetto risultano interessati lungo i margini da fenomeni franosi a diverso livello di rischio.

6. IDROGEOLOGIA

Il tema dell'acqua è di fondamentale importanza nel contesto del Parco, sia perché fortemente legato alla struttura morfologica e al paesaggio (le vie d'acqua sono da sempre utilizzate come naturali percorsi di risalita verso il crinale), sia per le risorse costituite da corsi d'acqua e sorgenti nell'economia del Parco e di un territorio molto più esteso.

Il territorio del parco intercetta 3 dei principali bacini idrografici della Basilicata: *il Basento, l'Agri e il Cavone.*

Il fiume principale è rappresentato dal Basento, che delimita i confini dell'area Parco a nord dello stesso; sono presenti poi dei corsi d'acqua secondari a prevalente regime torrentizio, con alternanza tra le magre estive e le piene autunnali ed invernali in concomitanza con le precipitazioni. Tali torrenti, evidenziati nella figura seguente sono il Camastra, il vallone Maute e il torrente della Rossa, tributari del Basento, i Torrenti Salandrella e Misegna che si sviluppano nell'ambito del bacino idrografico del Cavone, la fiumara di Gorgoglione tributaria dell'Agri.

L'idrografia secondaria, così come riscontrabile nell'allegata carta idrogeologica, è caratterizzata prevalentemente da fossi che raccolgono l'acqua dai versanti e la convogliano agli impluvi principali. La loro distribuzione e densità offre indicazioni sulla natura del substrato e sulla morfologia del territorio.

La capacità di infiltrazione o ruscellamento delle acque superficiali è legata a molteplici fattori di natura morfologica, geologica, biologica, ecc…

I terreni individuati, da un punto di vista idrogeologico, sono stati differenziati in sei termini:

CALL: Complesso Alluvionale: costituito da depositi alluvionali sciolti è contraddistinto da elevata permeabilità primaria

CS: Complesso Sabbioso: costituito in prevalenza da sabbie si caratterizza per un'ottima permeabilità primaria

CCS: Complesso Sabbioso Conglomeratico: è costituito da conglomerati e sabbie ad alto grado di addensamento. Si caratterizza per una buona permeabilità primaria.

CAR: Complesso Arenaceo: comprende i substrati arenaceo torditiche ed è caratterizzato da discreta permeabiità primaria e, a luoghi, ottima permeabilità per fratturazione.

CC: Complesso Calcilutitico: costituito da calcilutiti e calcari fratturati si contraddistingue per l'ottima permeabiità acquisita

CA: Complesso Argilloso: costituito prevalentemente da argille e argille siltose con intercalazioni marnose, si caratterizza per la permeabilità generalmente bassa

Le acque sotterranee "di montagna" sono ancora poco conosciute a scala regionale e locale. Ad esempio, raramente gli studi geologici a corredo degli strumenti urbanistici generali comunali riportano dati sull'ubicazione e portate delle principali sorgenti, la cui presenza è indicativa di terreni idonei allo stoccaggio della risorsa.

Negli ultimi decenni, il fabbisogno idrico è aumentato in quanto, a fronte di una riduzione della popolazione residente, si è verificato un costante aumento dei consumi legato a nuove abitudini di vita ed al turismo. Spesso, a livello locale, per rispondere a questa istanza intervengono:

la razionalizzazione di prelievi e distribuzione

il reperimento in loco di nuovi punti di approvvigionamento

La ricerca delle aree produttive, in termini di risorse idriche sfruttabili per uso idropotabile o agro-zootecnico, è conseguente all'individuazione delle unità geologiche sede dei principali acquiferi nell'ambito appenninico.

Tra gli argomenti correlati alle risorse idriche sotterranee, figura la localizzazione e perimetrazione delle principali "rocce-magazzino", considerando che si tratta di aree strategiche per l'approvvigionamento di risorse idriche di buona qualità e con altissima vulnerabilità nei confronti degli inquinanti (molto maggiore rispetto agli acquiferi di pianura) .

Nel territorio circoscritto dal Parco Regionale Gallipoli Cognato Piccole Dolomti Lucane non esistono acquiferi di rilevante interesse per la captazione finalizzata alla distribuzione in reti acquedottistiche.

le captazioni sono in genere utilizzate per soddisfare limitatamente le esigenze di piccole o piccolissime aziende agricolo zootecniche o alimentano fontanili rurali.

Circa la qualità di queste acque allo stato attuale non esistono dati certi su una loro classificazione. Risulta quindi necessario attivare un monitoraggio a tal fine.

7. SISMICITÀ DELL'AREA

L'Appennino campano lucano è compreso in quella fascia dell'Appennino meridionale interessata nel passato da grandi processi deformativi la cui evoluzione ha portato, a partire dal Pliocene (5 milioni d'anni fa), alla nascita dei principali lineamenti strutturali. Questi sono prevalentemente rappresentati da sistemi di faglie distensive orientati in direzione appenninica (Nord-Ovest Sud-Est) (Scandone et al., 1990). In particolare la regione Basilicata è direttamente interessata da due faglie principali con tale orientamento (quella irpino-lucana e quella della Val d'Agri), dove è concentrata la sismicità di magnitudo maggiore, e da una serie di faglie minori in direzione antiappenninica.

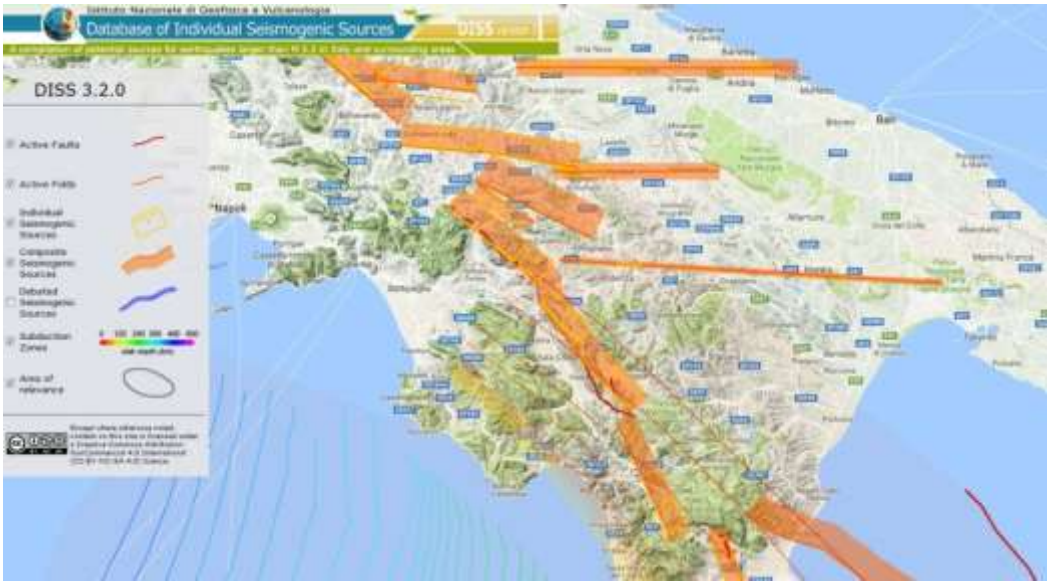


Fig. 6.1 Distribuzione delle maggiori strutture sismogenetiche riconosciute nell'Appennino Meridionale FONTE: http://diss.rm.ingv.it/dissGM/

Queste ultime sono state responsabili di numerosi eventi di più bassa energia, ma con periodi di ritorno più brevi. La carta neotettonica italiana (CNR-PFG, 1983), redatta sulla base dell'analisi dei dati neotettonici, gravimetrici e sismici, distingue l'Appennino meridionale nelle tre seguenti zone procedendo dal Tirreno verso l'Adriatico:

- Fascia costiera campana
- Fascia Appenninica
- Fascia Adriatica

Fascia costiera campana

Attualmente questa fascia può essere considerata stabile ad eccezione dell'area dei Campi Flegrei, in quanto presenta una sismicità notevolmente bassa.

Fascia Appenninica

Comprende anche la catena costiera, l'altopiano silano ed i bacini intrappeninici, sia marini (Ariano Irpino, Ruvo del Monte, Potenza, S. Arcangelo, valle del Crati, piana di Crotone) che continentali (Vallo di Diano, valli del Noce e del Mercure, alta Val d'Agri).

Tale fascia è sempre stata caratterizzata da sollevamenti ancora in atto, come confermano i fenomeni di terrazzamento in depositi alluvionali recenti. La sismicità è molto elevata con epicentri localizzati in corrispondenza di faglie estensionali ad andamento longitudinale.

Tali faglie, il cui movimento estensionale è stato anche confermato dai meccanismi focali determinati per recenti terremoti (Pantosti e Valensise, 1990; Amato e Selvaggi, 1993; Azzara et. al., 1993), hanno generato eventi distruttivi con intensità maggiore al X grado della scala Mercalli, Cancani, Sieberg (MCS), quali il terremoto del 1857 nella Val d'Agri e quello irpino del 23 novembre 1980 di magnitudo Ms 6.8, calcolata sulle onde superficiali (CNRPFG, 1981). A quest'ultimo evento è stato associato un complesso sistema di fratturazione consistente in almeno tre segmenti di faglia (fig. 4) (Crosson et al., 1986; Westaway & Jackson, 1987; Bernard & Zollo, 1989; Pantosti & Valensise, 1990; Pingue & De Natale, 1993). L'evento irpino ha dato luogo al maggior rilascio d'energia sismica seguito solo dal terremoto di Potenza del 5 maggio 1990 di magnitudo locale (ML) 5.2 (CNRPFG, 1981).

Fascia Adriatica

Questa fascia può essere definita asismica, fatta eccezione per il territorio garganico.

La sismicità storica della Basilicata è ricca d'eventi anche di forte intensità.

Le notizie che seguono, sono stati tratti dal Catalogo dei forti terremoti in Italia dal 461 a.C. al 1900 (Boschi et al., 1997).

Il primo evento che le fonti storiche riportano, è quello del 1273 che causò gravi danni a Potenza e danni non precisati nell'area della Basilicata. All'evento è attribuita un'intensità del VIII-IX grado MCS.

Nel 1561, due forti scosse, avvenute il 31 luglio e il 19 agosto e numerose repliche di minore intensità colpirono l'area. La prima, valutata del IX grado della scala MCS, ebbe effetti distruttivi sul paese di Buccino (SA), e provocò danni nell'avellinese e nelle zone circostanti. La seconda, valutata del X grado, distrusse i paesi di Tito (PZ), Sant'Arsenio (SA) e San Pietro al Tanagro (SA). L'abitato di San Rufo (SA) fu investito da una frana innescata dal terremoto con conseguenti gravi danni agli edifici.

Il giorno 8 settembre del 1694 una scossa molto forte, seguita da un'altra violentissima replica e da una sequenza d'eventi d'intensità equiparabile, colpì una vasta area dell'Italia meridionale. La Campania, la Basilicata e la Puglia subirono danni ingenti e perirono più di 6.000 persone. Gli effetti sull'ambiente furono notevoli: la scossa innescò frane e crolli di massi. Vennero anche osservate onde anomale nel mare in prossimità della costa di Brindisi.

Il primo febbraio 1826 un terremoto ascrivibile al IX grado MCS, colpì l'area a Nord-Ovest della provincia di Potenza. Nei dintorni di Tito (PZ) (paese maggiormente danneggiato) si ebbero frane e scaturirono nuove sorgenti. Potenza, Satriano di Lucania (PZ) e Tramutola (PZ) subirono numerosi crolli d'abitazioni.

Nella zona del massiccio del monte Sirino, al confine tra la Campania e la Basilicata, il 20 novembre 1836 si verificò un evento del IX grado MCS.

Il paese che subì i maggiori danni fu Lagonegro (PZ) dove quasi tutte le abitazioni furono distrutte o danneggiate.

Un altro forte terremoto (X grado MCS) che causò più di mille morti, avvenne il 14 agosto 1851. La scossa principale fece crollare quasi tutti gli edifici di Barile (PZ) e Melfi (PZ). A distanza di un'ora dalla precedente, una seconda scossa di minore entità colpì l'area, gravando ulteriormente sugli edifici già lesionati.

L'area di maggiore risentimento si estese verso Est, in direzione della valle d'Ofanto, e verso Nord. Molti paesi irpini subirono gravi danni e la scossa fu avvertita anche in Campania, Abruzzo e Salento.

Nel 1857 altri due importanti eventi sismici colpirono la Basilicata. Il primo (XI MCS), occorso il 16 dicembre e di maggiore rilevanza, devastò un'ampia zona della provincia di Potenza e di Salerno. Le fonti ufficiali riportano più di diecimila vittime, il 90% delle quali nell'area potentina. Un'area di più di 3.000 kmq fu completamente rasa al suolo. In molte zone furono riportati vasti movimenti franosi, smottamenti, abbassamenti del terreno e ampie spaccature, di cui una di 270 m a Polla (SA).

La seconda scossa, avvenuta dopo dieci giorni dalla prima, ebbe com'epicentro l'attuale Montemurro (PZ), che già fu tra le aree maggiormente colpite dal precedente terremoto. A quest'evento è attribuito un'intensità pari al VII-VIII grado della scala MCS.

Nel 1930 nella zona montuosa compresa tra Melfi (PZ) e Ariano Irpino (AV), durante la notte del 23 luglio, occorse un evento del X grado MCS.

Il 23 novembre del 1980 un terremoto d'intensità pari al X-XI grado MCS e di magnitudo Ms6.8 colpì gravemente, alle 20:34 italiane, l'Irpinia e la Basilicata. Questo movimento tellurico causò poco meno di tremila vittime, diecimila feriti e i senzatetto si avvicinarono ai 300.000. Una trentina di paesi, e innumerevoli frazioni, compresi in un'ampia area (comprendente Napoli, Salerno, Potenza e S. Angelo dei Lombardi (AV) furono distrutti. L'area di danneggiamento fu stimata di circa 3.500 kmq. Alla scossa principale ne seguirono molte altre anche di lunga durata (intorno ai due minuti) che contribuirono all'opera di distruzione.

Altri terremoti hanno interessato la regione, ricordiamo quello di Potenza del 5 maggio 1990 di Ms 5.4 e quello del 9 settembre 1998 di Magnitudo 5.5 con epicentro nella zona di Castelluccio.

Nella mappa che segue si riportano i maggiori terremoti avvenuti lungo la catena appenninica e che hanno interessato la regione.

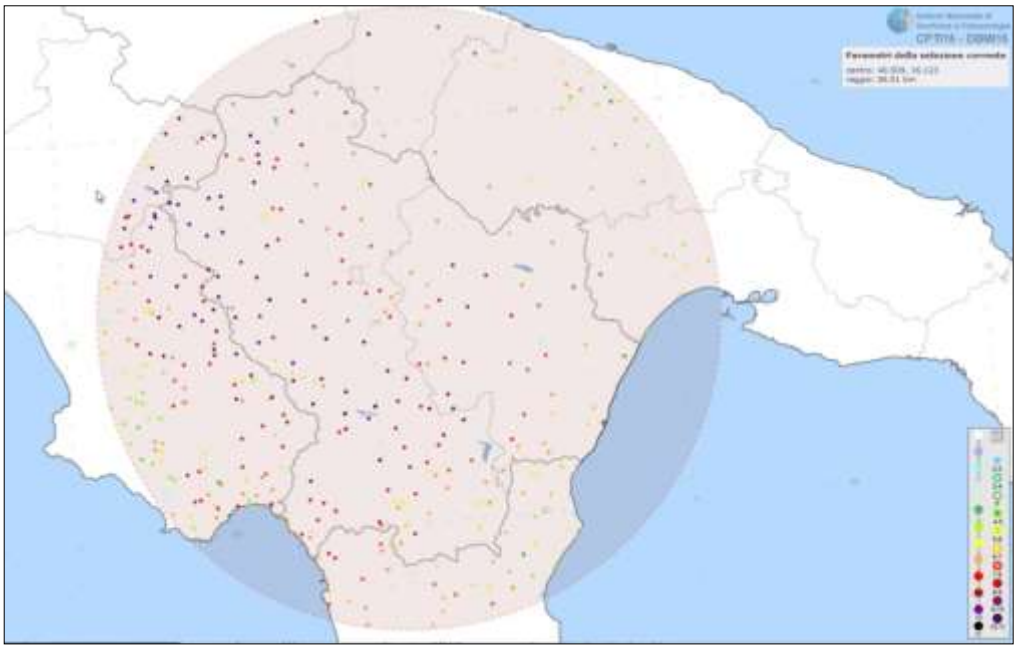
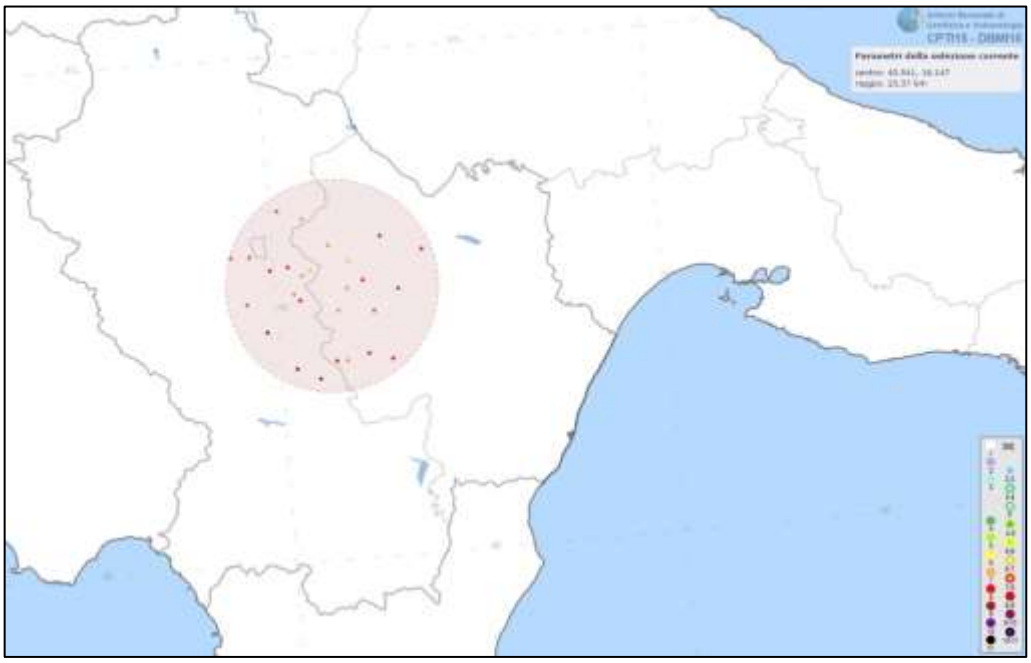


Fig. 6.2 Mappa con indicazione dei principali terremoti storici censiti dall'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia per la Regione Basilicata (immagine superiore) e per l'areale circoscritto dal Parco Regionale Gallipoli Cognato Piccole Dolomiti Lucane (immagine inferiore) (fonte https://emidius.mi.ingv.it/CPTI15-DBMI15/query_place/)



File downloaded from CPTI15 - DBMI15

Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani 2015 - Database Macrosismico Italiano 2015

Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia

Listed entries 28

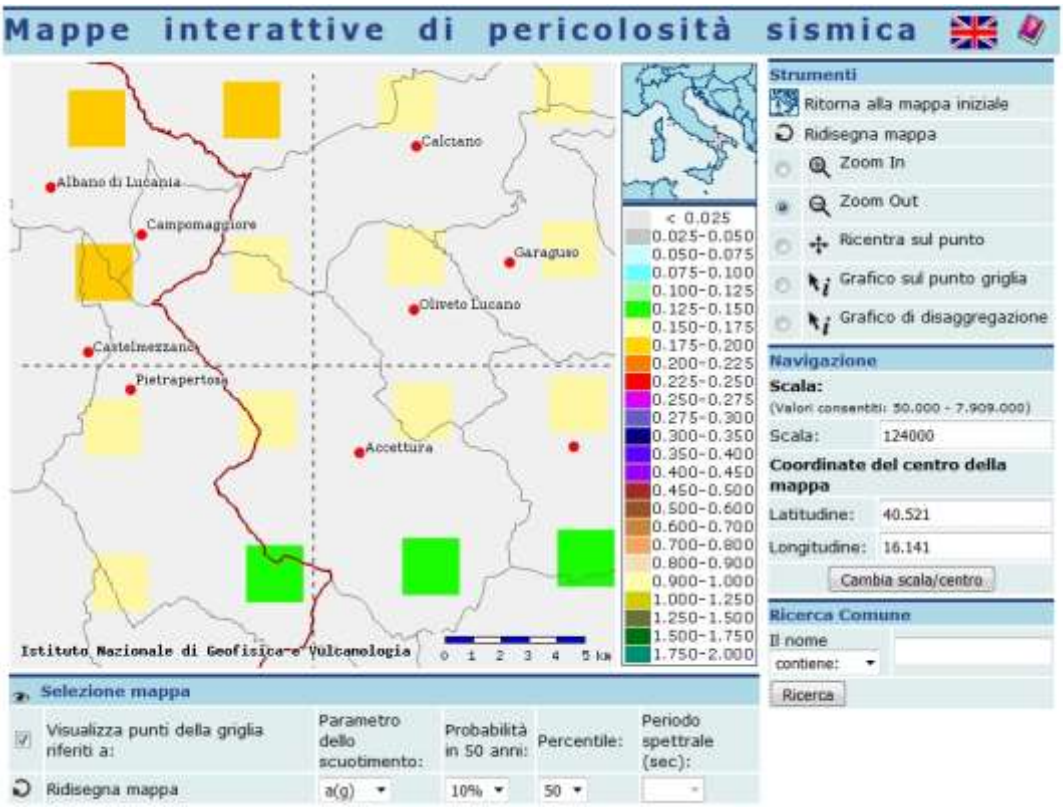
PlaceID	Place Name	Prov	Imax	EQs
IT_63392	Accettura	MT	7	14
IT_62844	Albano di Lucania	PZ	8	23
IT_62845	Anzi	PZ	7-8	20
IT_62937	Brindisi Montagna	PZ	7-8	20
IT_63402	Calciano	MT	6-7	15
IT_62943	Campomaggiore	PZ	7	14
IT_71201	Campomaggiore Vecchio	PZ	6-7	1
IT_62939	Casone	PZ	7-8	1
IT_62952	Castelmezzano	PZ	7	14
IT_63403	Cirigliano	MT	7	11
IT_62980	Corleto Perticara	PZ	9	29
IT_72302	Gallipoli Palazzo	MT	NF	2
IT_63417	Garaguso	MT	8	16
IT_63419	Gorgoglione	MT	8	13
IT_63420	Grassano	MT	8-9	23
IT_63421	Grottole	MT	8	16
IT_63032	Guardia Perticara	PZ	9-10	9
IT_63057	Laurenzana	PZ	9	30
IT_63445	Oliveto Lucano	MT	7	8
IT_63196	Pietrapertosa	PZ	8	17
IT_63468	Salandra	MT	8-9	17
IT_63291	San Chirico Nuovo	PZ	7	18
IT_63470	San Mauro Forte	MT	7-8	24
IT_63483	Santo Spirito	MT	8	1
IT_63486	Stigliano	MT	8	20
IT_63343	Tolve	PZ	7-8	29
IT_63492	Tricarico	MT	7	32
IT_63352	Trivigno	PZ	8	31

6.1. Pericolosita' sismica

La pericolosità sismica di un territorio è rappresentata dalla frequenza e dalla forza dei terremoti che lo interessano, ovvero dalla sua sismicità. Viene definita come la probabilità che in una data area ed in un certo intervallo di tempo si verifichi un terremoto che superi una soglia di intensità, magnitudo o accelerazione di picco (Pga) di nostro interesse.

Per la determinazione dei valori della pericolosità sismica, il territorio nazionale è stato suddiviso in molteplici griglie aventi passo di 0.05°.

In figura è la mappa dell'areale in cui si colloca il territorio del Parco con i valori di pericolosità sismica (dall'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia).



8. CARTA DELLA PERICOLOSITÀ E CRITICITÀ GEOLOGICA E GEOMORFOLOGICA

La carta della pericolosità e criticità geologica e geomorfologica rappresenta la sintesi di tutti gli elaborati cartografici redatti e di tutte le conoscenze geologiche, geomorfologiche, idrauliche, idrogeologiche, sismiche e di vincoli ambientali acquisiti sul territorio investigato.

Questa, così come indicato nell'allegato B del Regolamento di Attuazione della L.R. N. 23 del 11 Agosto 1999, riguardante la Tutela Governo ed Uso del Territorio, deriva dalla sovrapposizione dei tematismi cartografici prodotti (carta geolitologica, carta geomorfologica, carta idrogeologica) e riporta la caratterizzazione dell'areale di studio in classi riferite alle esigenze e/o alla possibilità di tutela, uso e trasformabilità del territorio in funzione della criticità e delle problematiche geologiche e geomorfologiche, includendo in essa i rischi conseguenti riscontrati in fase di analisi.

Il suo scopo fondamentale è quindi quello di indicare sia l'ubicazione che l'intensità dei fenomeni presenti e, nel caso di interventi strutturali, indicare le criticità che questi inducono o subiscono.

Il grado di pericolosità attribuito ad ogni porzione del territorio deriva dalla interazione di numerosi fattori ambientali. Tali fattori, che dipendono essenzialmente dai caratteri fisici del territorio, possono causare sia un danno diretto che una potenziale minaccia ad intere aree.

La definizione delle classi di criticità è stata effettuata così come indicato all'allegato B della legge regionale 23/99.

La costruzione della carta ha riguardato l'areale di interesse su cui si sviluppa la pianificazione oggetto dello studio.

Lo stesso è stato suddivisa in n. 7 distinte zone così come di seguito definite:

Aree non critiche

Ia *Aree pianeggianti caratterizzate da terreni con ottime caratteristiche meccaniche*

In questa categoria è stata classificata una porzione del territorio protetto che circoscrive la piana del Basento. L'areale si sviluppa su substrato alluvionale, in posizione più elevata al limite di massima escursione delle piene eccezionali (T= 500 anni) del fiume e in una situazione morfologica praticamente pianeggiante.

L'area, pertanto, è da ritenersi utilizzabile

Aree con criticità puntuali e moderate

II b *Aree di versante esenti da incisivi fenomeni di instabilità, costituite da litologie caratterizzate da reologia coerente all'assetto morfologico del substrato*

Vengono classificati in questa categoria le porzioni di territorio che si sviluppano su versanti caratterizzati da pendenze coerenti con la reologia dei substrati e quindi esenti da importanti fenomenologie di dissesto.

Quest'area è in generale utilizzabile ma, data l'estensione della stessa e la variabiltà della sua composizione geologica e geomorfologica, gli eventuali interventi dovranno essere accompaganti da studi geologici di dettaglio che determineranno le condizioni di utilizzabilità volta per volta.

Aree con criticità di livello medio e diffuso

III b *Aree caratterizzate dalla presenza di emergenze geologiche di particolare interesse conservazionistico (geositi)*

Si tratta di aree in cui la rilevanza geologica e geomorfologica è determinata dall'univicità delle forme affioranti e dal particolare interesse conservazionistico delle stesse, pertanto qualsiasi ipotesi di utlizzabilità dovrà essere accompagnata da specifici studi di dettaglio finalizzati a preservare le specificità geologiche e geomorfologiche della zona.

III c *Aree di versante con presenza di fernomeni franosi quiescenti e/o parzialmente stabilizzati*

Si tratta delle aree interessate da dissesti classificati nel Piano Stralcio delle Aree di Versate redatto dall'AdB a rischio R2 ed R3 pertanto in generale non sono utilizzabili se non per interventi di carattere conservazionistico e di stabilizzazione.

Aree con criticità di livello elevato sia puntuale che diffuso

IV a *Aree di fondovalle potenzialmente soggetti a fenomeni di esondazione*

In questa categoria vengono attribuite le porzioni di territorio che rientrano nelle fasce di esondazione per piene con tempo di ritorno T=500 anni. L'area non è utilizzabile

IV b *Aree soggette a fenomeni franosi attivi*

Si tratta delle aree occupate da dissesti classificati nel Piano Stralcio delle Aree di Versate redatto dall'AdB a rischio R4 pertanto le stesse non sono in alcun modo utilizzabili se non per interventi di carattere conservazionistico e di stabilizzazione.

IV c *Aree di versante con prendenze elevate (>45°), caratterizzate dalla presenza di fenomeni di erosione*

A questa categoria sono state imputate le zone a maggiore acclività. Dette aree non sono utilizzabili.

9. CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE

Il presente studio è stato redatto per la definizione dei caratteri geologici, geomorfologici, idrologico-idrogeologici e geologico tecnici dei terreni costituenti il substrato che caratterizza il territorio protetto.

Lo studio è stato eseguito secondo le indicazioni della L.R. 6 agosto 1997, n. 38 e della L.R. 7 agosto 1996 n. 37 ed è finalizzato alla definizione del piano del parco.

Il lavoro ha consentito una definizione specifica della zona oggetto di pianifcazione, secondo quanto regolamentato dall'art. 18 del D.P.R. 21.12.1999 n. 554, dalla L.R. 23 del 11 agosto 1999, in ottemperanza all'OPCM N. 3274 del 20 marzo 2003 e alla Del. N. 26 del 5.12.2001 – G.U. n. 11 del 14.01.2002 dell'Autorità di Bacino della Regione Basilicata.

Le indagini effettuate o acquisite presso l'ente e/o presso i comuni del parco, hanno consentito di determinare e caratterizzare le successioni litologiche che contraddistinguono l'areale studiato, la loro natura litostratigrafica, il loro assetto morfostrutturale e le loro caratteristiche fisico meccaniche.

I dati ottenuti dalla campagna di rilevamento nonché dalle indagini eseguite sono stati puntualmente descritti negli allegati prodotti e ai paragrafi precedenti.

Pertanto, sulla base di tutto quanto, considerando gli elementi a disposizione, sufficienti per un inquadramento delle problematiche geologiche, si ritiene che la fattibilità della pianificazione oggetto dello studio è subordinata al rispetto delle prescrizioni operative indicate nella carta di criticità prodotta e dettagliatamente descritte ai paragrafi precedenti.

Accettura, giugno 2018

Il geologo

Dr. Tommaso SANTOCHIRICO