



**Carta Geologica di sintesi e Carta dei Complessi
Idrogeologici di sintesi nell'intorno della
concessione Gorgoglione**

Relazione tecnica

Sommario

1	INTRODUZIONE.....	5
	PREMESSA.....	5
1.1	GEOGRAFIA DELL'AREA DI STUDIO	5
1.2	MORFOLOGIA DELL'AREA DI STUDIO	6
2	DATI E METODI	9
3	INQUADRAMENTO GEOLOGICO DELL'APPENNINO MERIDIONALE.....	12
4	STRATIGRAFIA.....	18
4.1	UNITA' TETTONICHE DELLA CATENA APPENNINICA	18
4.1.1	UNITÀ LAGONEGRESI.....	19
4.1.1.1	Unità tettonica Lagonegrese II.....	19
4.1.1.1.1	Sottunità Monte Malomo.....	20
4.1.1.1.1.1	Scisti Silicei (Sts).....	20
4.1.1.1.1.2	Flysch Galestrino- litofacies calcareo- marnosa (FYG).....	20
4.1.1.1.1.3	Formazione di Monte Malomo (FMM) o Flysch Rosso.....	20
4.1.1.1.1.4	Argilliti del Torrente Serrapòtamo (ABQ).....	21
4.1.2	UNITÀ SICILIDE DI CIRIGLIANO.....	21
4.1.3	SUCCESSIONI SINOROGENE DEL MIOCENE INFERIORE-MEDIO.....	22
4.1.3.1	Unità tettonica dei Flysch Esterni	22
4.1.3.1.1	Flysch di Albidona (ABD).....	23
4.1.3.1.2	Flysch di Gorgoglione (FGO)	24
4.1.4	UNITA' TETTONICA SICILIDE DI ROCCA IMPERIALE O TEMPALATA	24
4.1.4.1	Sottunità Corleto Perticara	26
4.1.4.1.1	Argille Varicolori Inferiori (AV)	26
4.1.4.1.2	Formazione di Monte Sant'Arcangelo (FMS) o Formazione di Corleto Perticara	27
4.1.4.1.3	Argille Varicolori Superiori (AV).....	28
4.1.4.1.4	Tufiti di Tusa (TUT).....	28
4.1.4.2	Sottunità Torrente Cerreto	29
4.1.4.2.1	Gruppo delle Argille Variegate (AV)	29
4.1.4.2.2	Flysch di Gorgoglione (FGO)	29
4.1.4.2.3	Membro arenaceo-conglomeratico (FGO2)	29
4.1.5	UNITÀ TETTONICA DI ALBANO –CASTELMEZZANO	30
4.1.5.1	Gruppo delle Argille Variegate (AV).....	30

4.1.5.2	Formazione di Corleto Perticara o Formazione di Monte Sant'Arcangelo (FMS)	30
4.1.5.3	Tufiti di Tusa (TUT)	31
4.1.5.4	Flysch di Gorgoglione (FGO)	31
4.1.6	UNITA' TETTONICA DI TEMPA DELONNE	32
4.1.6.1	Flysch Galestrino (FYG)	32
4.1.6.2	Flysch Rosso (FYR)	32
4.1.7	UNITA' TETTONICA DI STIGLIANO – ACCETTURA	33
4.1.7.1	Flysch Galestrino (FYG)	33
4.1.7.2	Flysch Rosso (FYR)	33
4.1.7.3	Flysch Numidico (FYN)	34
4.2	DEPOSITI MARINI E CONTINENTALI PLIOCENICI E QUATERNARI	34
4.2.1	DEPOSITI PLIOCENICI DEI BACINI INTRA-APPENNINICI	35
4.2.1.1	Conglomerati e sabbie di Accettura (ATT)	36
4.2.1.2	Gruppo di Caliendo	36
4.2.1.2.1	Argille Lagunari (AGL)	36
4.2.1.2.2	Conglomerati, sabbie e calcareniti del T. Racanello (SCN)	37
4.2.1.2.3	Argille marnose azzurre (ARM)	37
4.2.1.2.4	Sabbie grigie e gialle di difesa Pincia (SGG)	37
4.2.1.3	Gruppo di Sant'Arcangelo	38
4.2.1.3.1	Sabbie di San Giorgio Lucano (SSG)	38
4.2.1.3.2	Sabbie di Aliano (AIA)	38
4.2.1.3.3	Conglomerati di Castronuovo (CCN)	39
4.2.1.4	Gruppo di Guardia Perticara	39
4.2.1.4.1	Depositi lacustri di San Lorenzo (DSL)	39
4.2.1.4.2	Conglomerati e sabbie di Guardia Perticara (FGP)	39
4.2.1.5	Conglomerati di Serra Corneta (SSC)	40
4.3	DEPOSITI CONTINENTALI QUATERNARI	40
4.3.1	Depositi e detriti di versante (a)	40
4.3.2	Depositi alluvionali (b)	40
5	COMPLESSI IDROGEOLOGICI	41
5.1	COMPLESSO ALLUVIONALE [1]	42
5.2	COMPLESSO DEI DEPOSITI CONTINENTALI [2]	44
5.3	COMPLESSO SABBIOSO-CONGLOMERATICO [3]	45

5.4	COMPLESSO ARGILLOSO [4]	46
5.5	COMPLESSO MOLASSICO [5]	48
5.6	COMPLESSO ARENACEO-CONGLOMERATICO [6]	49
5.7	COMPLESSO ARENACEO-CALCARENITICO-PELITICO [7]	51
5.8	COMPLESSO SILICO-MARNOSO [8]	52
5.9	COMPLESSO ARGILLOSO- CALCAREO [9]	53
6	ASSETTO GEOLOGICO STRUTTURALE	57
7	ASSETTO IDROGEOLOGICO	64
8	BIBLIOGRAFIA	71

1 INTRODUZIONE

PREMESSA

Il presente studio è stato condotto in un'area di circa 860 Km² (Figura 1.1) ed ha previsto un'analisi geologica ed idrogeologica preliminare, desunta sulla base dei dati bibliografici disponibili, la quale ha permesso la realizzazione ex novo di una Carta Geologica (Allegato II), di sezioni geologiche rappresentative (Allegato III), di una Carta dei Complessi Idrogeologici (Allegato IV) e di sezioni geologiche rappresentative interpretate in chiave idrogeologica (Allegato V). Ogni singola carta di sintesi è accompagnata dalle relative note illustrative, anch'esse redatte su base bibliografica. La realizzazione dei suddetti prodotti scientifici ha permesso, quindi, di sintetizzare in un quadro unitario le conoscenze geologiche ed idrogeologiche dell'area di studio al fine discutere le possibili relazioni, sia superficiali che profonde, tra i diversi complessi idrogeologici.

1.1 GEOGRAFIA DELL'AREA DI STUDIO

L'area di studio è ubicata nel settore assiale dell'Appennino lucano. Dal punto di vista amministrativo, l'area ricade nel settore centrale della Regione Basilicata e si estende tra la provincia di Potenza (PZ) e quella di Matera (MT). Essa comprende un'ampia fascia, allungata in direzione ca. NNO-SSE, nell'intorno della concessione Gorgoglione. In particolare, l'area di studio ricade all'interno dei territori comunali dei seguenti paesi:

Accettura (MT);

Albano di Lucania (PZ);

Anzi (PZ);

Armento (PZ);

Campomaggiore (PZ);

Castelmezzano (PZ);

Cirigliano (MT);

Corleto Perticara (PZ);

Gallicchio (PZ);
Gorgoglione (MT);
Guardia Perticara (PZ);
Missanello (PZ)
Laurenzana (PZ);
Oliveto lucano (MT);
Pietrapertosa (PZ);
Stigliano (MT);
Trivigno (PZ).

1.2 MORFOLOGIA DELL'AREA DI STUDIO

La porzione centrale dell'area in esame è caratterizzata da una serie di rilievi, dalla morfologia aspra, che si sviluppano in direzione NO-SE. Tale conformazione del rilievo si addolcisce verso il settore NO dell'area di studio, dando luogo ad un paesaggio collinare caratterizzato da un'altitudine media compresa tra 300 e 600 metri s.l.m. Il passaggio tra l'unità morfologica montuosa e quella collinare è segnato da rotture di pendenza, a volte nette, che spesso coincidono con lineamenti strutturali con direzione NO-SE.

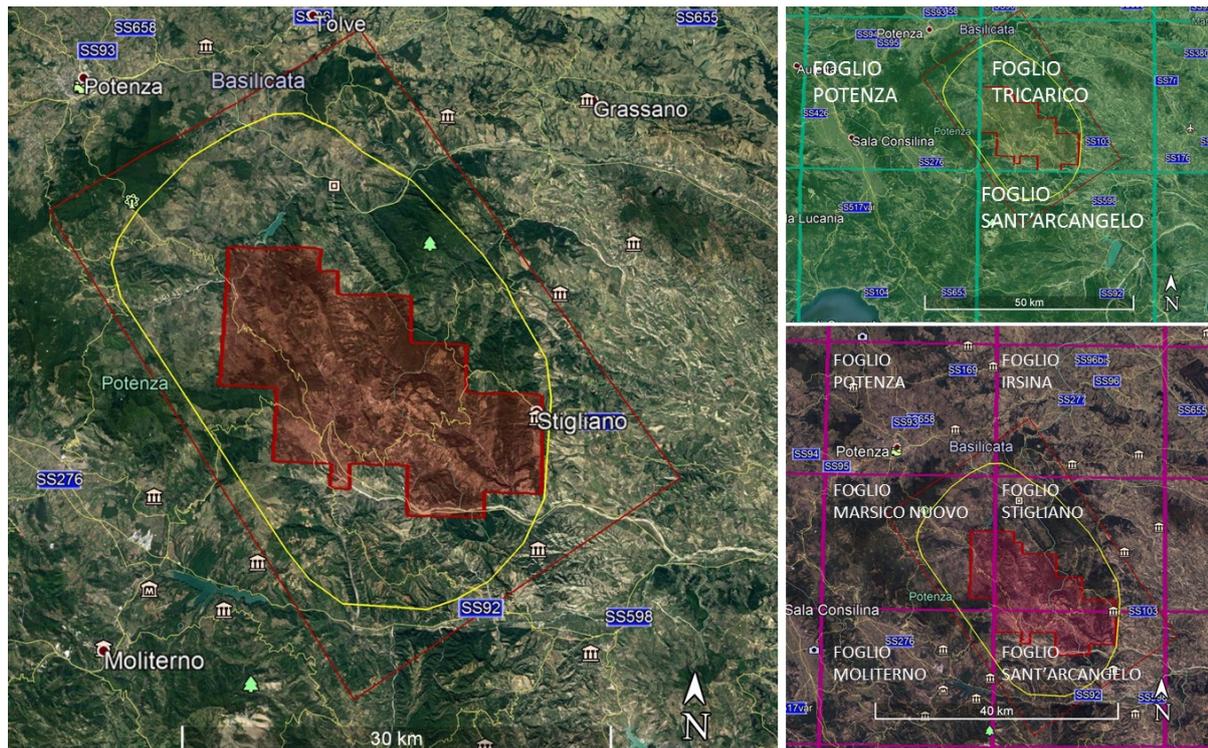


Figura 1.1 - Quadro dell'area di studio da Google Earth; il poligono in rosso rappresenta la concessione Tempa Rossa, in giallo è rappresentata la delimitazione dell'area di studio e in rosso la delimitazione dell'area esterna. A destra, sono riportati le aree ed i fogli, in scala 1:100.000 (in alto) e 1:50.000 (in basso), in cui ricade l'area di studio, secondo la cartografia I.G.M.I..

La fascia montuosa è caratterizzata da un andamento morfologico, quasi sempre, molto aspro con pendii acclivi e pendenze comprese tra 50% e 70%. La rete idrografica è abbastanza sviluppata e ben gerarchizzata. Gli alti morfologici corrispondono ai rilievi costituiti da successioni mesozoico-terziarie, a prevalente componente lapidea, delle unità tettoniche appartenenti alla catena appenninica. In corrispondenza dei principali lineamenti tettonici presenti quali faglie ad alto angolo (normali, trascorrenti e trastensive) ed a basso angolo (*thrust e sovrascorrimenti*) si rinvengono incisioni che attraversano le unità tettono-stratigrafiche. Considerando che le principali direzioni sono ca. NO-SE e SO-NE, lo sviluppo delle incisioni lungo tali lineamenti ha di fatto isolato le cime principali presenti all'interno della fascia montuosa. La zona collinare al fronte della catena appenninica è morfologicamente più articolata, poiché essa si sviluppa, in prevalenza, in corrispondenza di successioni argillose, sabbiose e conglomeratiche plioceniche dei bacini satelliti e di successioni arenacee ed argillose mioceniche delle diverse unità tettoniche della catena. In questi settori, il paesaggio è caratterizzato da una morfologia relativamente dolce, la quale è interrotta a tratti da forme più aspre connesse agli affioramenti conglomeratici e/o arenacei. Quest'ultimi, più competenti dei precedenti, non sono state quindi particolarmente erose quanto i terreni circostanti, i quali hanno dato

luogo allo sviluppo di un reticolo idrografico ad alta densità di drenaggio, con impluvi molto ramificati ed un pattern sub-dendritico.

Il sistema idrografico dell'area di studio è costituito dal bacino artificiale di Camastra, da corsi d'acqua principali, torrenti, fiumare, valli e da un serie di fossi. I sistemi principali, i cui tracciati si sviluppano con andamento all'incirca NO-SE, sono costituiti dai torrenti Inferno, Camastra Caperrino e della Rossa nel settore settentrionale dell'area di studio, dalle fumarelle di Corleto e Pietrapertosa e dalla fiumara di Gorgoglione in quello centro-meridionale e, infine, dal torrente Sauro nel settore meridionale. La porzione centro settentrionale dell'area di studio ricade all'interno del Parco regionale di Gallipoli Cognato, il quale ha una superficie di ca. 27 mila ettari e si estende tra i comuni di Accettura, Calciano ed Oliveto Lucano (MT), Castelmezzano e Pietrapertosa (PZ). Al suo interno sono presenti importanti emergenze naturalistiche costituite dalla foresta di Gallipoli Cognato e dal bosco di Montepiano.

2 DATI E METODI

L'area di studio, di circa 860 km², è stata ampiamente documentata nel passato attraverso la pubblicazione di numerose carte geologiche e delle relative note illustrative. Per quanto attiene la cartografia ufficiale I.G.M. e la cartografia geologica ufficiale, sono stati consultati i seguenti prodotti:

- Fogli n°199 “Potenza”, n° 200 “Tricarico” e n°211 “Sant’Arcangelo” (scala 1:100.000);
- Fogli I.G.M. e CARG n° 470 “Potenza”, n° 471 “Irsina”, n° 489 “Marsico Nuovo”, n° 490 “Stigliano”, n° 505 “Moliterno” e n° 506 “Sant’Arcangelo” (scala 1:50.000).

I suddetti prodotti cartografici sono disponibili attraverso il seguente link:
<http://www.isprambiente.gov.it/Media/carg/basilicata.html>.

Per la compilazione della Carta Geologica e della Carta dei Complessi Idrogeologici di sintesi nell'intorno della concessione Gorgoglione, e delle relative note illustrative, sono stati utilizzati i più recenti studi di settore presenti in letteratura. La gestione, l'integrazione e la digitalizzazione di cartografie e dati esistenti, a diverso dettaglio, sono state eseguiti mediante l'utilizzo di una piattaforma GIS “open source” e adottando il sistema di riferimento WGS 84/ UTM - 33 N. I due prodotti scientifici, realizzati a scala 1:50.000, sono stati realizzati ex novo, in formato digitale, utilizzando come riferimenti le suddette fonti bibliografiche. In dettaglio, al fine di completare in tempo utile la realizzazione della cartografia geologica ed idrogeologica, sono state seguite le seguenti fasi di lavoro:

- ricerca bibliografica delle carte geologiche esistenti per l'area di interesse;
- redazione dell'introduzione alla geologia dell'Appennino meridionale sulla base della bibliografia vigente (capitolo 3);
- georeferenziazione delle carte geologiche esistenti in letteratura e delle basi topografiche;
- digitalizzazione delle singole formazioni geologiche presenti nell'area di studio, dei contatti tettonici e delle giaciture;
- finalizzazione della Carta Geologica di sintesi (Allegato I) e delle sezioni geologiche rappresentative (Allegato II)
- classificazione del territorio in Complessi Idrogeologici e redazione della Carta dei Complessi idrogeologici (Allegato III) e delle sezioni geologiche interpretate in chiave idrogeologica (Allegato IV);
- redazione delle note illustrative di sintesi degli allegati I e III (capitoli 4 & 5);
- discussione dell'assetto geologico-strutturale dell'area di studio sulla base dell'analisi della Carta

Geologica di sintesi e della bibliografia vigente (capitolo 6);

- discussione dell'assetto idrogeologico dell'area di studio sulla base dell'analisi della Carta dei Complessi Idrogeologici di sintesi e della bibliografia vigente (capitolo 7).

Si specifica come la complessità geologica e l'ampiezza dell'area oggetto del seguente studio ha comportato un notevole sforzo di sintesi, omogeneizzazione e riclassificazione dei dati pur mantenendo la necessaria fedeltà alle originali fonti scientifiche. Tale complessità geologica riflette anche un'ampia variabilità dei caratteri idrogeologici. Infatti, per la realizzazione del presente studio è stato necessario l'utilizzo del concetto "*Complesso idrogeologico*", il quale consiste in un insieme di litotipi aventi un tipo di permeabilità prevalente, un grado di permeabilità variabile, in un campo ristretto, ed una comprovata unità spaziale e giacitura (Civita, 1975). I fattori principali che descrivono e definiscono un complesso idrogeologico sono il tipo ed il grado di permeabilità relativa (Civita, 1975; 2005). Il "*tipo di permeabilità*" relativa dei complessi idrogeologici dipende dalle caratteristiche genetiche primarie (litologia, granulometria, giacitura), secondarie (tettonica) e dall'alterazione chimico-fisica delle rocce costituenti. Il "*grado di permeabilità*" relativa, definito in modo semi-qualitativo, si basa su una serie di fattori e di caratteri (granulometria, tipo e densità di fratturazione, fenomeni di dissoluzione, densità del reticolo di drenaggio, portate di sorgenti e di pozzi, ecc.) valutabili sia in situ che attraverso la consultazione della bibliografia. I "*Coefficienti di infiltrazione potenziale (C.I.P.)*" consentono di risalire al valore presunto delle due componenti costituenti il "*Deflusso sotterraneo globale presunto*", cioè "Infiltrazione efficace" e "Ruscamento superficiale". Tali parametri definiscono rispettivamente la percentuale d'acqua che s'infiltra e ruscella sulla base dei litotipi affioranti e di altre variabili secondarie.

Nel testo verranno inoltre utilizzati i seguenti termini:

- "*Acquifero*" (inteso anche come roccia serbatoio): formazione rocciosa, parte di essa o gruppo di formazioni, permeabile, parzialmente o totalmente satura/o d'acqua, che ne permette il flusso quantitativamente significativo, con una certa facilità anche verso pozzi e sorgenti (Lohman, 1972);
- "*Acquiperme*": complesso permeabile insaturo (Lohman, 1972);
- "*Acquicludo*" (o aquiclude): complesso roccioso e/o terreno a granulometria fine, idrodinamicamente impermeabile che contiene acqua ma non ne permette il flusso (ad esempio argille), (Lohman, 1972);
- "*Acquifuge*": complesso roccioso geneticamente impermeabile (ad esempio granito integro, calcare integro e non fratturato, ecc.) che non contiene acqua e non ne permette il flusso (Lohman,

1972);

- “*Acquitardo*”: complesso roccioso semi-permeabile, saturo, ma poco permeabile che si può comportare da impermeabile relativo, ma capace di cedere o drenare quantitativi d’acqua apprezzabili (p.e. complesso litologico permeabile relativo per porosità medio/bassa in contatto con complessi litologici permeabili per fratturazione e carsismo) (Lohman, 1972);
- “*Deflusso sotterraneo globale presunto*” (o “*piogge efficaci*”): componente del *bilancio idrogeologico*; esso costituisce le precipitazioni, all’interno dell’area idrogeologica analizzata, decurtate dell’aliquota di perdite per *evapotraspirazione reale*. Contiene la componente d’*Infiltrazione efficace presunta* (anche definita *Ricarica attiva*) e la componente di *Ruscellamento presunto*.

La caratterizzazione idrogeologica dell’intera area ha reso necessario definire l’unità idrogeologica “fondamentale”. Nel presente lavoro, un’assenza di criteri unici di nomenclatura e di norme comuni internazionali, è stata adottata un’unità idrogeologica di riferimento definita “*Complesso idrogeologico*” (Civita, 1975); essa è costituita da un “*insieme di litotipi aventi un tipo di permeabilità prevalente, un grado di permeabilità relativa variabile in un campo ristretto ed una comprovata unità spaziale e giaciturale*”; l’unità è interpretata anche in linea alla definizione di unità idrostratigrafica di Maxey (1964) e dei principi indicati dall’UNESCO (1977).

La suddivisione in complessi idrogeologici del territorio esaminato, così come sopra definiti, è stata effettuata seguendo tre criteri fondamentali che hanno consentito una rappresentazione abbastanza omogenea, mantenendo un elevato dettaglio degli aspetti idrogeologici e rispettando i rapporti geometrici tra le diverse unità litostratigrafiche e tettoniche.

Nel dettaglio i criteri seguiti sono stati i seguenti:

- Riferimento ad uno schema idrogeologico a scala regionale (Allocca et alii, 2007, 1:250.000), integrato e reso più dettagliato, attraverso l’incrocio e l’implementazione con la cartografia geologica di sintesi (Allegato I);
- Classificazione del territorio in Complessi idrogeologici (Civita, 1975; Maxey, 1964; UNESCO, 1977); si è cercato di mantenere un dettaglio idrogeologico elevato, quello consentito dall’analisi in chiave idrogeologica della cartografia geologica incrociata;
- Adattamento delle unità e delle strutture idrogeologiche alla scala di dettaglio proposta, analisi degli elementi strutturali in chiave idrogeologica e relativa interpretazione degli schemi di circolazione idrica sotterranea e dei caratteri idrogeologici principali.

3 INQUADRAMENTO GEOLOGICO DELL'APPENNINO MERIDIONALE

L'Appennino meridionale è una catena neogenica a pieghe e sovrascorrimenti compresa tra il Tirreno meridionale, ad ovest, ed il sistema avampaese apulo - avanfossa bradanica, ad est. I numerosi autori che hanno studiato quest'area hanno fornito interpretazioni non sempre concordanti circa la geometria ed i rapporti dei singoli corpi geologici; purtuttavia, essi concordano nel riconoscere la generale polarità orientale della catena. La catena sud appenninica può essere quindi, macroscopicamente, suddivisa in tre elementi tettonici principali (Fig. 3.1):

- Avampaese Apulo, l'elemento più orientale, è delimitato da faglie ad alto angolo con direzione NO-SE ed è costituito, prevalentemente, da depositi carbonatici di età mesozoico-terziaria successivamente ricoperti da successioni plio-pleistoceniche.
- Fossa Bradanica, l'elemento intermedio, è costituito da una depressione che si allunga in direzione NNO-SSE tra il rialzo dell'avampaese apulo ed il fronte della catena, la quale è riempita dai sedimenti Plio-Quaternari depositi al fronte della catena.
- catena s.s., l'elemento più occidentale, costituita dalla sovrapposizione tettonica di una serie di falde derivanti dalla deformazione di successioni sedimentarie deposte in domini di piattaforma carbonatica e bacini pelagici facenti parte del margine meridionale della Tetide.

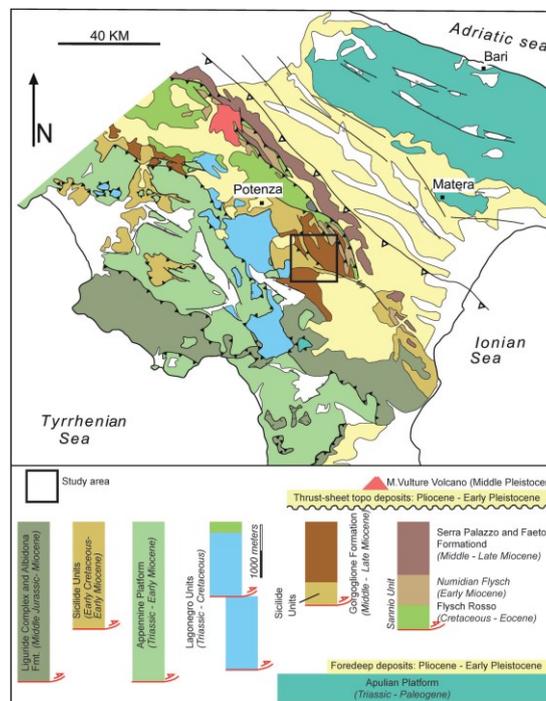


Figura 3.1 - Schema strutturale dell'Appennino meridionale (Cavalcante et alii, 2015).

L'architettura della catena a pieghe e sovrascorrimenti dell'Appennino Meridionale è stata documentata attraverso l'analisi integrata dei dati di superficie e di sottosuolo. Nella parte strutturalmente superiore del settore di catena sono presenti unità alloctone costituite da piattaforme a carbonati peritidali del Mesozoico e da successioni bacinali, al di sopra delle quali sono presenti sedimenti miocenici di avanfossa e dei bacini satelliti. La porzione strutturalmente superiore è totalmente scollata dal substrato di origine ed è stata trasportata al di sopra della piattaforma carbonatica dell'avampaese apulo (*thin-skin tectonics*). All'interno del settore di catena, sulla base dei profili sismici disponibili, la piattaforma apula appare coinvolta, insieme ai sottostanti sedimenti clastici permo-triassici e, quindi, al basamento, in strutture contrazionali (*thick-skin tectonics*). Il limite attuale tra le due diverse porzioni della catena, rispettivamente superficiale e profonda, è costituito da una potente coltre di Flysch Miocenici ed Argille Varicolori (Prosser et alii, 1996) successivamente interpretati come facenti parte di un *melange tettonico* (Shiner et alii, 2004; Mazzoli et alii 2006, 2014) intercettata da numerosi pozzi petroliferi (Figs. 3.2 & 3.3). La suddetta architettura della catena a pieghe e sovrascorrimenti dell'Appennino meridionale e l'evoluzione spazio-temporale della deformazione caratterizzano, quindi, un orogene fortemente segmentato e composto da una stratigrafia variabile nelle sue proprietà meccaniche e da un aumento della quantità di raccorciamento verso sud (Cello et alii, 2000).

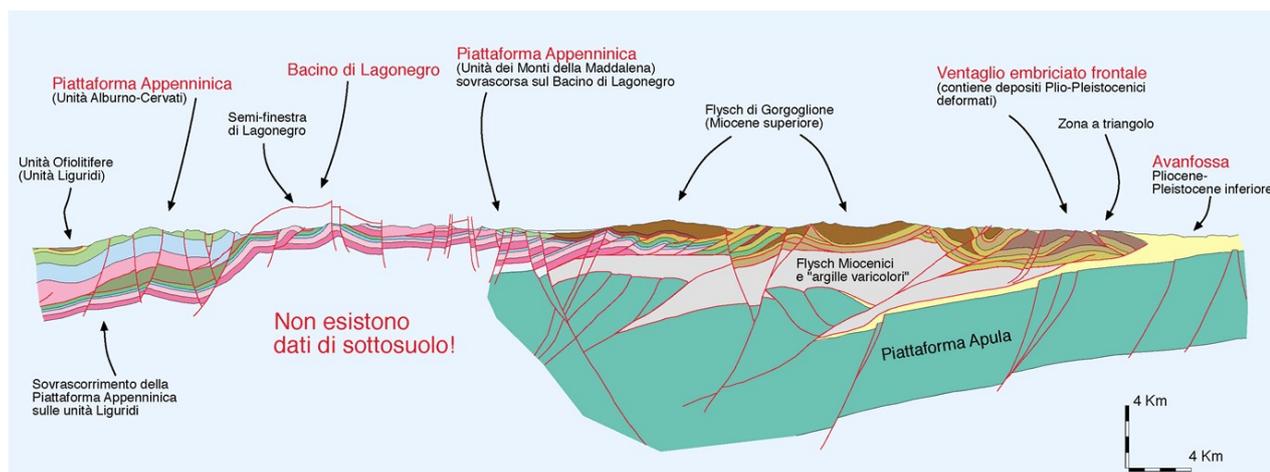


Figura 3.2 - Profilo geologico SO-NE che attraversa l'Appennino meridionale (Prosser et alii, 1996).

I vari modelli proposti per l'edificio appenninico meridionale fanno riferimento a diverse ricostruzioni paleogeografiche. Secondo alcuni autori, durante il Mesozoico, ad ovest della Piattaforma Apula, si sarebbe individuato il Bacino di Lagonegro e, quindi, la Piattaforma Appenninica nei settori più occidentali (Ogniben, 1969; Pescatore & Tramutoli, 1980; Mostardini & Merlini, 1986; Casero et alii,

1988; Pescatore et alii, 1988, 1992, 1999, 1999°; Patacca & Scandone, 2007). Altri autori afferiscono che il Bacino di Lagonegro avrebbe avuto, invece, una posizione più interna (Selli, 1962; Patacca et alii, 1992; Marsella et alii 1992, 1995). La Piattaforma Appenninica rappresenterebbe, quindi, la prosecuzione occidentale della Piattaforma Apula. Un ulteriore modello paleogeografico caratterizzato da una successione di bacini e piattaforme è stato proposto per questo settore di catena appenninica (D'Argenio et alii, 1973; Sgrosso, 1983, 1986, 1992, 1994). Esistono diverse opinioni anche per quanto riguarda la posizione paleogeografica delle Unità Sicilidi (D'Argenio et alii, 1973) o Complesso Sicilide (Ogniben, 1969). Alcuni autori interpretano le successioni riferite a tali unità come deposte originariamente all'interno del Bacino di Lagonegro (Mostardini & Merlini, 1986; Casero et alii, 1988; Pescatore et alii, 1988, 1992, 1999a), altri come deposte in posizione più interna rispetto alla Piattaforma Sud-Appenninica in continuità con le Unità Liguridi di origine oceanica (Ogniben, 1969; D'argenio et alii, 1973; Lentini, 1979; Marsella et alii, 1992, 1995; Bonini & Sani, 2000; Patacca & Scandone, 2007).

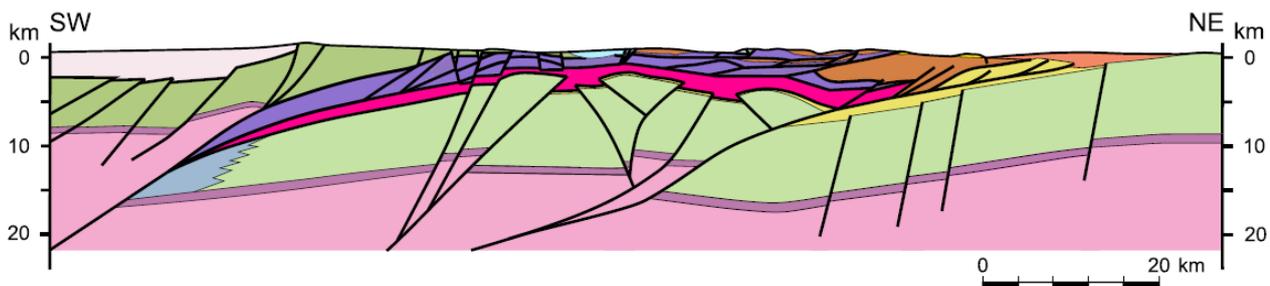


Figura 3.3 - Profilo geologico che attraversa l'Appennino meridionale (Mazzoli et alii, 2014). La piattaforma Apula, di colore verde chiaro, risulta essere stata interessata da una deformazione contrazionale (*thick-skin tectonics*) che ha determinato la formazione di un *antiformal stack* (Shiner et alii, 2004) sigillato da una potente successione caotica, *melange tettonico* (in fucsia).

A partire dall'Oligocene superiore, i suddetti domini paleogeografici sono stati deformati in seguito al movimento convergente instauratosi tra la placca europea e quella africano-adriatica. Tale cinematica ha determinato la collisione tra il blocco Sardo-Corso e la litosfera del margine continentale adriatico fino al Miocene medio. A partire dal Tortoniano superiore, fino al Quaternario, la propagazione dei sovrascorrimenti nella catena e l'apertura del bacino tirrenico sono stati controllati dai processi di *roll-back* della litosfera dell'avampaese apulo in subduzione (Malinverno & Ryan, 1986; Patacca & Scandone, 1989; Patacca et alii, 1990). Una divergenza di opinioni esiste tuttavia riguardo l'evoluzione miocenica dell'Appennino meridionale. Secondo Ogniben (1969), la sedimentazione miocenica terrigena del bacino eugeosinclinale è formata dal Flysch di Gorgoglione (Burdigaliano-Elveziano), quella della soglia intermedia dai terreni della "trasgressione miocenica"; mentre nel bacino esterno si è avuta la deposizione del "Complesso ex-basale" (Flysch Numidico) di età Oligocene-Burdigaliano e

di una successione marnosa e silico-clastica torbiditica (marne arenacee di Serra Cortina, Formazione di Serra Palazzo, Flysch di Masseria Luci) di età Burdigaliano-Elveziano. Differentemente, le principali successioni mioceniche (Flysch di Gorgoglione, formazione di Serra Palazzo e Flysch di Faeto) sono state raggruppate come Unità Iripine da Cocco et alii (1972, 1974), D'Argenio et alii (1973), Pescatore (1978, 1988). In particolare, tali unità sarebbero state deposte all'interno del Bacino Iripino, formatosi durante il Langhiano-Tortoniano, il cui margine occidentale era rappresentato dal cuneo di accrezione appenninico costituito da una serie di unità tettoniche già deformate o in via di deformazione (Unità Interne, Piattaforma Campano-Lucana, porzione interna del Bacino di Lagonegro), mentre quello orientale era invece costituito dalla Piattaforma Apula non deformata (Pescatore, 1978, 1988; Pescatore & Tramutoli, 1980; Dazzaro & Rapisardi, 1984; Pescatore & Senatore, 1986; Pescatore et alii, 1999a). Il Bacino Iripino aveva le caratteristiche di un'avanfossa, migrante da SO verso NE, contenente facies terrigene diacrone e regressive. Secondo Pescatore (1988), le successioni silico-clastiche del Flysch di Gorgoglione si sarebbero deposte in bacini di *piggy back* (sensu Ori & Friend, 1984), mentre quelle silico-clastiche e calcareo-clastiche della formazione di Serra Palazzo all'interno di in un bacino di avanfossa. Mostardini & Merlini (1986) raggruppano tutte le piattaforme carbonatiche mesozoiche dell'Appennino meridionale all'interno di una singola unità paleogeografica, la Piattaforma Sud-Appenninica, pongono le successioni sedimentarie lagonegresi, molisane e sicilidi all'interno del Bacino Lagonegrese-Molisano, il quale nel Miocene evolve a Bacino Iripino e, quindi, ad avanfossa coinvolta nei processi di accrezione della catena appenninica durante il Miocene. Il Bacino Iripino scompare nel Miocene superiore lasciando posto alla nuova avanfossa plio-quadernaria, l'Avanfossa Bradanica, la quale rappresenta il segmento meridionale della più ampia Avanfossa Appenninica (adriatica) compresa tra l'Avampaese Apulo ed il fronte della catena a pieghe e sovrascorrimenti.

L'origine ed evoluzione Neogene-Quadernaria dell'Avanfossa Appenninica è da mettere in relazione all'arretramento flessurale e subduzione della litosfera padano-adriatico (Malinverno & Ryan, 1986; Casnedi, 1988a, 1988b; Patacca & Scandone, 1989; Patacca et alii, 1990; Doglioni, 1991). Per quanto riguarda l'Avanfossa Bradanica, Ricchetti (1980) individua alla base depositi conglomeratici e sabbioso-argillosi del Pliocene inferiore-Pliocene medio, i quali ricoprono in trasgressione sia i depositi del Pliocene inferiore che i carbonati mesozoici della Piattaforma Apula. Altri Autori (Balduzzi et alii 1982a, 1982b) distinguono nell'Avanfossa Bradanica un Bacino Pugliese, a nord, ed un Bacino Lucano, a sud, separati tra loro da un alto strutturale denominato soglia di Lavello. Mentre all'interno del bacino pugliese i massimi spessori riguardano i terreni del Pliocene medio-superiore, in

quello lucano è stata deposta una successione che ha raggiunto il massimo accumulo sedimentario nel Pliocene superiore-Pleistocene. Tale discrepanza testimonierebbe la migrazione verso SE della subsidenza che ha caratterizzato i bacini dell'Avanfossa Appenninica durante il Plio-Pleistocene. Per Casnedi (1988a, 1988b) l'asse depocentrale della Fossa Bradanica è migrato dal Bacino Pugliese (fossa di Candela) al Bacino Lucano (fossa di Salandra) e, in seguito, al Golfo di Taranto dove si sviluppa attualmente.

Già in epoca remota, sulla base dei rapporti tettonici che le Unità Lagonegresi, nel loro complesso, risultano avere rispetto le sovrastanti unità tettoniche derivanti dalla deformazione della Piattaforma sud-Appenninica (Ietto, 1965; Scandone & Sgroso, 1974; Turco, 1976; Prosser et alii, 1996) ed il sottostante Avampaese Apulo (Mostardini & Merlini, 1986; Prosser et alii, 1996, Pescatore et alii, 1988, 1992, 1999), è stata interpretata la sequenza di propagazione dei sistemi di sovrascorrimento all'interno della catena a pieghe e sovrascorrimenti dell'Appennino meridionale (Fig. 3.2). Secondo alcuni autori, la deformazione contrazionale è proceduta dalle zone interne verso quelle esterne. secondo una regolare sequenza di propagazione di tipo *piggy-back* (*sensu* Butler, 1982). Altri autori afferiscono invece che la regolare migrazione della deformazione contrazionale verso i quadranti più esterni del sistema orogenico sarebbe stata localmente interrotta dallo sviluppo di sovrascorrimenti propagatisi con modalità "fuori-sequenza" (*out of sequence thrust propagation, sensu* Butler, 1987; Morley, 1988), i quali sono stati attivi a partire dal Tortoniano Patacca & Scandone, 1989; Patacca et alii, 1990).

Negli ultimi anni, è stato meglio caratterizzato come la geometria dell'edificio apulo nel sottosuolo abbia influenzato la geometria del sovrastante edificio alloctono (Cello et alii, 1999; Mazzoli et alii, 2000; Shiner et alii, 2004), il quale è stato passivamente coinvolto dalle deformazioni profonde tardive. In generale, dai dati di sottosuolo, si registra un notevole ispessimento delle coltri alloctone in corrispondenza dei bassi strutturali dell'edificio apulo, a fronte di spessori ridotti di alloctono posti in corrispondenza degli alti sepolti (Fig. 3.4). Ai notevolissimi rigetti dei carbonati apuli in sottosuolo non corrisponde un'adeguata dislocazione verticale delle unità della catena alloctona. I rigetti del substrato apulo appaiono, invece, compensati da una notevole mobilità delle falde, espressa da un generale avanzamento differenziale delle coperture mioceniche rispetto ai relativi substrati mesozoico-terziari, il quale ha avuto luogo lungo ampie fasce di sovrascorrimento. Le coltri alloctone strutturalmente più elevate, poggianti in discordanza sulle coperture neogeniche, sono state quindi passivamente traslate rispetto agli originari substrati, i quali formano unità strutturalmente più profonde presenti nei settori più interni dell'orogene (Carbone et alii, 1988, 1991; Lentini et alii,

1990). Laddove la mobilità delle coltri alloctone non è stata sufficiente a bilanciare i rigetti all'interno dell'edificio apulo, la depressione profonda ha causato in superficie depressioni riempite da sedimenti plio-pleistocenici. A livello regionale, queste sono distribuite lungo un ampio arco che borda l'alto strutturale apulo di Tempa del Vento e comprende, da nord, i cosiddetti "Bacino di Potenza", il "Bacino di Calvello" ed il "Bacino di Sant'Arcangelo".

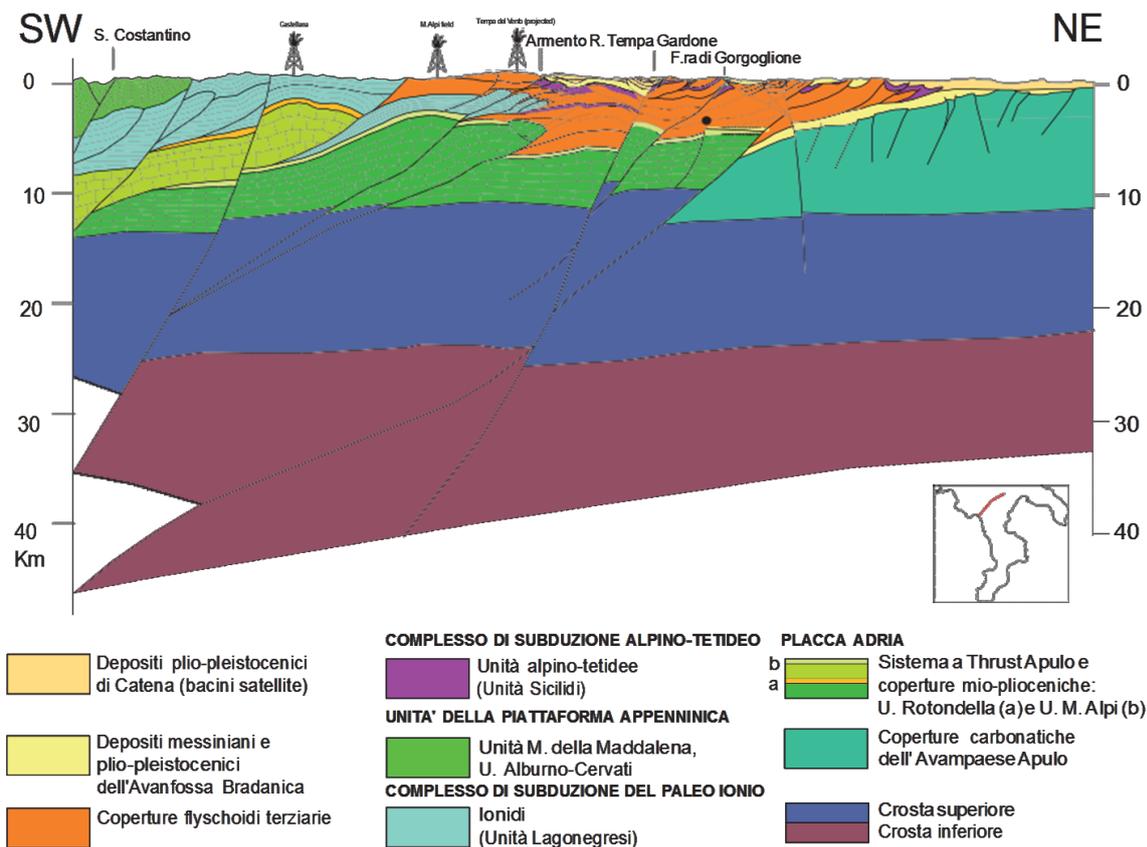


Figura 3.4 - Profilo crostale attraverso l'Appennino meridionale dal settore di catena fino al margine dell'Avampaese Apulo, derivante dai rilievi geologici di superficie e dall'interpretazione di dati di sottosuolo (da Note illustrative Progetto CARG, Foglio Marsico Nuovo).

4 STRATIGRAFIA

Le successioni stratigrafiche che compongono le differenti unità tettoniche presenti nell'area di studio vengono qui di seguito descritte seguendo l'ordine di sovrapposizione geometrica, assegnata dall'età relativa e/o assoluta della loro prima deformazione (Fig. 4.1).

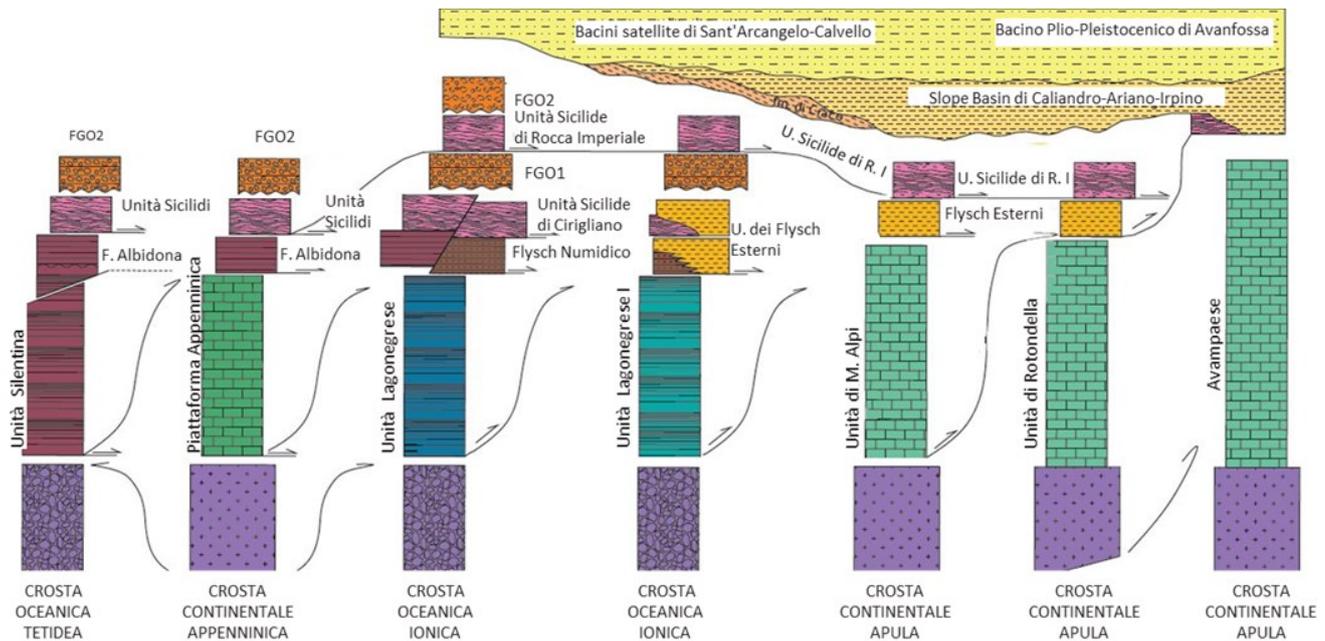


Figura 4.1 - Sezioni tettono-stratigrafiche schematiche delle unità tettoniche dell'Appennino meridionale ubicate secondo la loro posizione paleogeografica. Le frecce indicano i sovrascorrimenti principali e la loro polarità. È possibile distinguere due principali sequenze bacinali: le Unità della Tetide Alpina (Unità Liguride - Unità Silentina e Unità Sicilidi) e le Unità Ionidi (Unità Lagonegresi), separate dalle Unità della Piattaforma Appenninica. L'avampaese è rappresentato dalla Piattaforma Apula. Le coperture flyschoidi del Miocene inferiore sono rappresentate dai depositi di thrust-top basin della formaione di Albidona e da quelli coevi di avanfossa del Flysch Numidico e dei Flysch Esterni. Le coperture flyschoidi del Miocene medio-superiore sono rappresentate dai depositi di thrust-top basin del Flysch di Gorgoglione parzialmente coevo ai Flysch Esterni. Queste unità tettoniche, insieme alle Unità Sicilidi sono traslate verso l'esterno e costituiscono il cuneo di accrezione frontale della Catena Appenninica. I depositi del Pliocene e del Pleistocene possono essere suddivisi in tre gruppi: quelli del Pliocene riempiono i bacini satellite, quello del Pliocene-Pleistocene costituisce parte dell'Avanfossa Bradanica e parte dei bacini di thrust-top basin (bacini di Sant'Arcangelo e di Calvello) (da Finetti et alii, 2005, modificato).

4.1 UNITA' TETTONICHE DELLA CATENA APPENNINICA

Le unità tettoniche della Catena appenninica vengono descritte di seguito, nell'ordine di sovrapposizione tettonica dalla più profonda affiorante alla più alta.

4.1.1 UNITÀ LAGONEGRESI

Le Unità Lagonegresi sono costituite da successioni mesozoiche pelagiche depositatesi all'interno di un bacino evolvente ad un'ampia avanfossa miocenica (Bacino Irpino, Cocco et alii, 1972). Nella sequenza di unità tettoniche appenniniche, tali successioni venivano interpretate da Ogniben (1969a) come Complesso Basale; esse avrebbero cioè occupato la posizione strutturale più profonda. Dagli studi più recenti e, soprattutto, dai dati di sottosuolo è emerso come le fasi più recenti della deformazione hanno interessato tali unità accavallandole al di sopra di formazioni geologiche più recenti e sul dominio apulo. Le sequenze lagonegresi, riconosciute in superficie (Carbone et alii, 1988, 1991; Lentini et alii, 1990, 1994, 1996) ed in sottosuolo (Finetti et alii, 2005), sono tettonicamente impilate una sull'altra e, nell'insieme, costituiscono un sistema a *thrust* ampiamente sovrapposto ad orizzonti del Miocene superiore-Pliocene delle unità apule sepolte. All'interno dell'edificio alloctono, infatti, l'intero sistema a *thrust* lagonegrese è parzialmente accavallato, con vergenza orientale, anche sull'apice del cuneo frontale della catena, formato dalle coperture terziarie e dalle Unità Sicilidi. Le successioni lagonegresi affioranti nell'area di studio sono attribuibili all'unità tettonica (Scandone, 1972) superiore o Unità Lagonegrese II, la quale corrisponde all'Unità di M. Malomo (Carbone et alii, 1988).

4.1.1.1 Unità tettonica Lagonegrese II

Tale unità tettonica include tutte le successioni prossimali alla Piattaforma Appenninica e caratterizzate da un'accertata evoluzione verticale verso termini affini alle successioni del Flysch Numidico. La successione stratigrafica completa include terreni di età compresa tra il Triassico inferiore ed il Miocene inferiore anche se non affiora interamente nell'area in esame. A differenza dell'Unità Lagonegrese I, le cui diverse formazioni presentano omogeneità dei caratteri litologici, le formazioni afferenti all'Unità Lagonegrese II sono caratterizzate da variazioni litologiche che consentono di distinguere tre principali litofacies (*sensu* Scandone, 1972). L'intervallo medio-basso è presente al di fuori dell'area in esame, mentre l'intervallo medio-alto esposto nel settore occidentale è costituita da Scisti Silicei passanti, senza l'intercalazione del Flysch Galestrino, alla formazione di Monte Malomo (è probabile che terreni attribuiti alla formazione Scisti Silicei corrispondano al Flysch Galestrino o possibilmente, alla parte inferiore del Flysch Rosso). La formazione di Monte Malomo passa verso l'alto alle argilliti del Torrente Serrapòtamo; la successione è sovente troncata dal ricoprimento dei terreni sicilidi. I terreni oligocenici di quest'unità tettonica sono rappresentati da

argilliti rossastre caotiche con sottili intercalazioni di calcilutiti biancastre, passanti ad argilliti brune con sottili strati di quarzareniti fini. Questo intervallo si ritrova alla base delle successioni quarzoarenitiche del Miocene inferiore del Flysch Numidico affioranti nelle aree più orientali.

4.1.1.1.1 Sottounità Monte Malomo

4.1.1.1.1.1 Scisti Silicei (Sts)

Gli Scisti Silicei hanno spessore fino a 130 m circa, sono caratterizzati da una porzione inferiore costituita da una monotona alternanza di argilliti fissili e siltiti fini silicee, di colore rosso prevalente o bruno tabacco, la quale evolve verso l'alto a facies tipo “*black shales*”. Questa formazione è parzialmente coeva del Flysch Galestrino e, talvolta, il passaggio verso l'alto avviene direttamente con la formazione di Monte Malomo. Ove presente il Flysch Galestrino, il passaggio ad esso è graduale e caratterizzato dall'infittirsi dell'alternanza argillitica bruna e calcareo-silicifera grigiastra, i quali consistono in pelagiti bacinali con risedimenti di carbonati silicizzati. Lo spessore complessivo della formazione è difficilmente valutabile a causa dell'intensa tettonizzazione e ripetizione, ma non dovrebbe essere maggiore di circa 250 m (Retico - Cretacico superiore).

4.1.1.1.1.2 Flysch Galestrino- litofacies calcareo- marnosa (FYG)

La formazione è costituita da un'alternanza di argilliti, marne siltose, calcilutiti e calcari marnosi siliciferi con rare brecciole calcaree gradate e calcareniti intraclastiche a grana medio-fine. Le argilliti, più o meno silicifere, hanno colore grigio plumbeo e costituiscono interstrati e strati fino a parecchi metri di spessore. Esse si presentano finemente laminate, a fitta fessurazione prismatica. Le marne siltose di colore bianco o grigiastro, più raramente bruno-rossastro, sono in strati da medi a molto spessi e finemente gradati alla base. Le calcilutiti e i calcari marnosi, in strati da decimetrici a 2 m, hanno colore grigio e bruno-rosato; presentano la tipica fessurazione prismatica della “*pietra paesina*”, hanno base gradata, impronte di fondo da carico e da corrente e interlaminazioni oblique e parallele. La continuità laterale di questi terreni è tettonicamente disturbata e l'assetto è estremamente caotico. Lo spessore varia da 0 a 300 m (Turoniano).

4.1.1.1.1.3 Formazione di Monte Malomo (FMM) o Flysch Rosso

La Formazione di Monte Malomo equivale in larga parte all'alternanza argilloso-calcarea di Monte Malomo di Lentini & Vezzani (1974), del Cretacico superiore-Eocene, riconosciuta in alcune aree al tetto degli Scisti Silicei lagonegresi ed in altre alla base del Flysch Numidico. Gli intervalli sommitali

della formazione, solidali con il Flysch Numidico, sono stati spesso riportati con il termine di Flysch Rosso o di Argille Varicolori (Dazzaro & Rapisardi, 1987). Trattasi di un'alternanza di argilliti e marne argillose grigio-verdastre o vinaccia, fogliettate, in strati di 5-30 cm, di marne e calcilutiti da grigio- biancastre a rosse a frattura concoide, di argilliti silicifere nerastre e di brecciole calcaree gradate grigie e rosate in strati di 2-50 cm. La frazione carbonatica è rappresentata da calciruditi (*rudstones*) e calcareniti biodetritiche (*grainstones* e *wackestones*) a cemento spatico prevalente o in matrice micritica, contenenti abbondanti frammenti di rudiste e macroforaminiferi. La formazione affiora in continuità sul Flysch Galestrino. Il passaggio alle soprastanti argilliti del Torrente Serrapòtamo è netto e concordante. Lo spessore della formazione in affioramento è estremamente variabile a causa di ripetizioni o elisioni tettoniche, oscillando da 0 a 350 m (Cretacico superiore - Oligocene).

4.1.1.1.4 Argilliti del Torrente Serrapòtamo (ABQ)

Questa formazione rappresenta il termine apicale della successione stratigrafica Lagonegrese II, affiorando prevalentemente in continuità sulla formazione di Monte Malomo (FMM) o, eccezionalmente, direttamente sugli Scisti Silicei (STS). ABQ rappresenta l'intervallo basale del Flysch Numidico e, consiste in una successione di argilliti brune, argille marnose e marne rosse e verdi prevalenti, scagliettate e in strati sottili, con rare e sottili intercalazioni di areniti fini quarzose, di calcareniti bioclastiche di colore grigio scuro al taglio, brune all'alterazione e di arcosi più frequenti nella parte alta. La formazione ingloba olistoliti costituiti da carbonati mesozoici massivi, di colore bianco- grigiastro, estesamente spatizzati e/o dolomitizzati, da blocchi calcareo-marnosi bianco-rossastri (attribuibili alla formazione di Monte Malomo) e da calcari clastici gradati a macroforaminiferi. Lo spessore arriva fino a 100 m (Oligocene superiore).

4.1.2 UNITÀ SICILIDE DI CIRIGLIANO

Lentini (1979) ha tentato di distinguere diverse unità tettoniche separate da intervalli flyschoidi medio e supra miocenici, definendo “Falda di Cirigliano” la coltre sottostante il Flysch di Gorgoglione, “Falda di Rocca Imperiale” quella sovrastante i livelli infra-tortoniani del medesimo flysch, “Marne arenacee di Serra Cortina” e “Flysch esterni” le coltri più orientali. All'interno della Falda di Rocca Imperiale, è stata distinta una “sub-falda” denominata del Torrente Cerreto. La falda di Cirigliano è costituita da argille varicolori inglobanti lembi della formazione di Monte Sant'Arcangelo e delle Tufiti di Tusa insieme a piccoli blocchi di calcari a rudiste.

4.1.3 SUCCESSIONI SINOROGENE DEL MIOCENE INFERIORE-MEDIO

4.1.3.1 *Unità tettonica dei Flysch Esterni*

Le successioni sinorogene del Miocene Inferiore-Medio comprendono due unità litostratigrafiche, la Formazione di Albidona, a composizione litarenitico-carbonatica, ed il Flysch di Gorgoglione a composizione prettamente silicoclastica. Alla formazione di Albidona (Selli, 1962), del Langhiano superiore- Elveziano inferiore, sono state attribuite nella letteratura geologica età differenti con la conseguenza di assegnarle un diverso ruolo nell'evoluzione geologica della regione. L'originale attribuzione al Miocene (Ghezzi & Bayliss, 1964, Ghezzi & Marchetti, 1964; Crescenti, 1966), e poi all'Oligo-Miocene (Zuppetta et alii, 1984) è stata a lungo contrapposta a segnalazioni di età eocenica (Pavan & Pirini, 1963; Mostardini et alii, 1966; Vezzani, 1966a, 1970; Ogniben, 1969). Successivamente Bonardi et alii (1985) assegnano un'età compresa tra il Burdigaliano medio ed il Langhiano- Serravalliano, vincolando l'appartenenza della formazione a domini più esterni. Lentini et alii (1987) ritengono che il "Flysch di Albidona" poggi stratigraficamente su varie unità, in particolare su quelle carbonatiche della "Piattaforma interna" (Carbone et alii, 1991; Carta Geologica del bacino del fiume Agri, 1991). Per tale motivo, essi lo considerano un deposito di bacino satellite relativamente esterno, discordante sulle coltri e ulteriormente deformato nelle successive fasi tettoniche. Dalle diverse datazioni proposte nel corso degli anni, derivano le differenti interpretazioni sul ruolo giocato dalla formazione di Albidona all'interno dell'edificio alloctono. La recente attribuzione all'Eocene da parte di Baruffini et alii (2000) riapre le controversie di carattere stratigrafico e strutturale, in quanto costituisce un notevole vincolo nella scansione temporale degli eventi tettono-sedimentari che hanno originato le unità interne della Catena Appenninica. Ulteriori studi hanno mostrato come la Formazione di Albidona, ed i Flysch del Cilento ad esso equivalenti, costituiscano una "famiglia" di Flysch del Miocene inferiore ricoperti tettonicamente dalle Unità Sicilidi discordanti sul substrato. La formazione è stata interpretata come deposito di riempimento di un originario bacino satellite associato all'avanfossa medio-miocenica, identificabile con il Bacino Irpino di Cocco et alii (1972) ed equivalente laterale dei Flysch Esterni.

Analogamente a questi, il Flysch di Gorgoglione costituisce un marker litostratigrafico importante nell'identificazione delle deformazioni relative all'apertura del bacino tirrenico. Esso, infatti, sutura le strutture originatesi nelle fasi di accavallamento tra le unità appenniniche, cui sono associati i primi fenomeni di scollamento delle coperture e, a sua volta, risulta coinvolto nelle strutture di età post-tortoniana, contemporaneamente alla deformazione dei Flysch Esterni (Catalano et alii, 1993). In

particolare, nell'area in esame, la formazione occupa due posizioni strutturali differenti. La successione originariamente più esterna ed attualmente più profonda (membro FGO1) poggia sulle coltri sicilidi, che ricoprono la Formazione di Albidona oppure il Flysch Numidico (anche chiamata Unità di Cirigliano). La presenza di *klippen* di unità sicilidi, conferma che FGO1 è ricoperto da coltri sicilidi ascrivibili all'Unità di Rocca Imperiale. I termini apicali del Flysch di Gorgoglione sono ricoperti da terreni sicilidi, che a loro volta costituiscono il substrato di lembi del medesimo Flysch. Quest'ultimo costituisce l'unità superiore (FGO2), cui sono attribuibili quei lembi poggianti su unità sicilidi. L'unità FGO2, deposta in aree più interne come evidenziato da facies complessivamente più prossimali, ha subito passivamente durante il Tortoniano la traslazione dell'Unità sicilide di Rocca Imperiale al di sopra di FGO1. I lembi del flysch di Gorgoglione traslati sono stati separati dall'unità tettonica sottostante ed inseriti nell'ambito dell'Unità sicilide di Rocca Imperiale. Alla diversa posizione geometrica della formazione corrispondono anche differenti litofacies. Essa è stata pertanto suddivisa in due membri, uno arenaceo-conglomeratico (FGO2), in posizione superiore, e uno arenaceo-argilloso (FGO1), in posizione inferiore.

4.1.3.1.1 *Flysch di Albidona (ABD)*

Tale formazione affiora in modo discontinuo nel settore centro occidentale dell'area in esame, mostra uno spiccato carattere torbido in quanto costituita da un intervallo caotico (membro caotico) contenente diffusi elementi poligenici (cristallini, vulcanici e sedimentari), al di sopra della quale si rinviene, fuori dall'area di studio, un'alternanza marnoso-arenacea con banchi di marne calcaree (membro marnoso-calcareo). L'intera successione è stata quindi interpretata come un sistema torbido emipelagico depositato in bacino profondo interessato da mobilità tettonica, come dimostrato dai megastrati carbonatici e silicoclastici cui si associano depositi da scivolamento in massa, colate di detrito, discordanze interne alla successione e livelli a slump. In particolare, il membro caotico è costituito da una frazione pelitica di colore bruno, talora grigio plumbeo, con calcari e calcilutiti a frattura prismatica di colore avana, più scure al taglio. Ingloba breccie ad elementi cristallini, *pillow-lavas*, diaspri, sottili livelli di calcari con liste di selce chiara, lembi di alternanze calcareo-arenaceo-pelitiche attribuibili alla formazione del Saraceno. Lo spessore, difficilmente valutabile per caoticità e/o tettonica, varia da 0 a circa 200 m (Oligocene-Miocene inferiore).

4.1.3.1.2 *Flysch di Gorgoglione (FGO)*

Membro arenaceo-argilloso (FGO1)

Quest'unità litostratigrafica è presente in finestra tettonica lungo il settore centro-occidentale dell'area in esame. Si tratta di un'alternanza di areniti torbiditiche, argille ed argille marnoso- siltose in strati talora molto spessi. Le arenarie sono grigio-giallastre sulla superficie di alterazione e grigio-ferro al taglio, discretamente diagenizzate e, comunque, sempre contenenti un cemento spatico in strati da sottili a molto spessi. Talora, sono presenti megastrati a giacitura lenticolare, rappresentati da arenarie grossolane piuttosto incoerenti e da conglomerati in abbondante matrice sabbiosa. A varie altezze stratigrafiche sono presenti intercalazioni medio-spesse di marne siltose calcaree grigie. La composizione delle arenarie, relativamente omogenea, varia lungo l'intera successione da litareniti feldspatiche ad arcosi litiche. Le peliti, di colore grigio-verde e a frattura concoide, sono abbondantemente siltose e contengono una discreta percentuale di CaCO₃. Lo spessore della formazione può raggiungere gli 800 m (Tortoniano).

4.1.4 UNITA' TETTONICA SICILIDE DI ROCCA IMPERIALE O TEMPA LATA

L'Unità Sicilide di Rocca Imperiale comprende i terreni di derivazione interna riferibili al paleo-dominio "Sicilide" (Complesso Sicilide, Ogniben, 1960, 1969a), attualmente in ricoprimento tettonico sugli orizzonti del Miocene medio del Flysch di Gorgoglione (FGO1) e dei Flysch Esterni. Tale unità corrisponde alla Falda di Rocca Imperiale di Lentini (1979), suddivisa in due sub-unità denominate Corleto Perticara, quella inferiore, e Torrente Cerreto, quella più alta. (Figs. 4.2 & 4.3). La prima è costituita da una sequenza piuttosto regolare di argille varicolori cretache passanti verso l'alto alla Formazione di Monte Sant'Arcangelo (Cretaceo - Eocene inferiore), cui seguono argille varicolori eocenico-oligoceniche e le Tufiti di Tusa e/o arenarie di Corleto (Oligocene superiore -Miocene inferiore) rispettivamente a composizione vulcanoclastica e silicoclastico-calciclastica (Lentini, 1979). La seconda sottounità, abbastanza caotica, è formata a spese di elementi della successione sicilide sottostante. L'età del raddoppio postdata il Burdigaliano, come dimostra il coinvolgimento delle Tufiti di Tusa, e predata il Langhiano superiore in quanto non interessa il soprastante flysch di Gorgoglione (membro FGO2). Gli autori del Foglio CARG Stigliano (disponibile online al sito http://www.isprambiente.gov.it/Media/carg/490_STIGLIANO/Foglio.html) denominano tale unità tettonica come Unità di Tempa Lata messa in posto non prima del Tortoniano. Essa affiora nel settore occidentale del foglio, lungo una fascia orientata nord-sud in contatto tettonico per sovrascorrimento

sul membro pelitico del Flysch di Gorgoglione dell'Unità di Albano-Castemezzano, sul Flysch Rosso e sul Flysch Galestrino dell'Unità di Tempa Delonne. L'Unità di Tempa Lata affiora, inoltre, come *klippen* ad ovest della dorsale di Albano-Castelmezzano. Dal basso verso l'alto, essa è costituita da argilliti silicee rosse, grigio-verdi con sottili intercalazioni di risedimenti carbonatici (Cretaceo superiore – Oligocene) riferite al Gruppo delle Argille Variegate indistinte (Argille Variegate di Ogniben, 1960, 1969). A queste seguono alternanze di calcilutiti, marne ed argille con intercalazioni di calcareniti ed arenarie micacee torbiditiche (Eocene superiore – Miocene inferiore) riferite alla formazione di Corleto Perticara (Selli, 1962), anche denominata Formazione di Monte Sant'Arcangelo (FMS). La successione chiude verso l'alto con arenarie micacee caratterizzate da un'abbondante frazione vulcanoclastica, con intercalazioni di marne e calcari marnosi riferibili alle Tufiti di Tusa (Ogniben, 1960 e 1969) di età Oligocene superiore - Miocene inferiore. Su questi depositi poggiano in discordanza angolare successioni arenaceo-pelitiche e conglomeratiche di età Langhiano-Tortoniano riferite al Flysch di Gorgoglione (Selli, 1962).

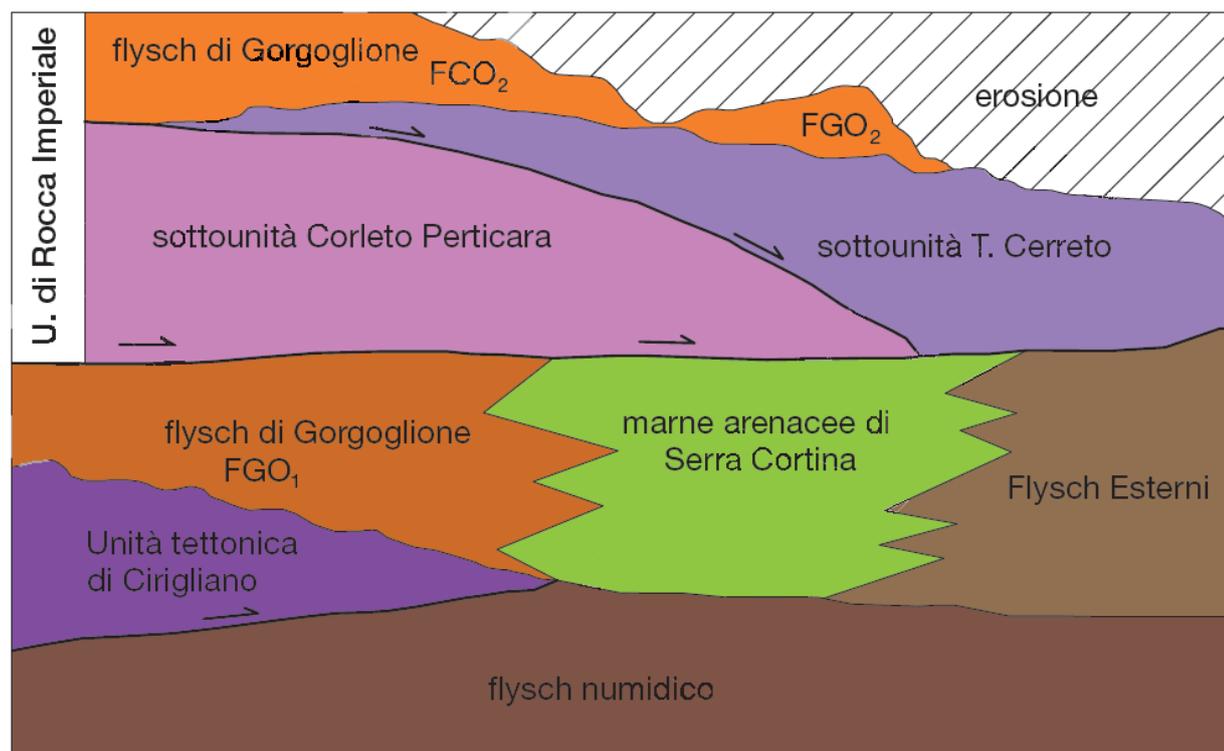


Figura 4.2 - Schema dei rapporti tra unità sicilidi e i depositi miocenici dalla Catena all'Avanfossa. Le unità sicilidi sono suddivise nelle due unità tettoniche di Cirigliano e di Rocca Imperiale, quest'ultima comprende a sua volta le sottounità di Corleto Perticara e del Torrente Cerreto. L'Unità tettonica di Cirigliano poggia con contatto di sovrascorrimento principale sul flysch numidico ed è ricoperta in discordanza dal flysch di Gorgoglione-membro FGO1. L'Unità tettonica di Rocca Imperiale si estendeva fino all'avanfossa miocenica (Bacino Irpino), giungendo a ricoprire, con la sottounità del Torrente Cerreto, i Flysch Esterni. Entrambe le sottounità sono suturate dal flysch di Gorgoglione membro FGO2, che anch'esso, trasportato solidalmente al disopra dei coevi orizzonti del membro FGO1, appartiene alla medesima Unità tettonica Sicilide di Rocca Imperiale.

Da notare come all'interno dell'Unità tettonica di Tempa Lata, le argille varicolori denominate "Gruppo delle argille Variegate" non vengono distinte in argille varicolori Inferiori e Superiori come, invece, proposto per l'unità tettonica sicilide di Rocca Imperiale e le relative sottounità. Nel presente lavoro, al fine di ottenere una carta Geologica di sintesi coerente ed uniforme, si è deciso quindi di utilizzare la sigla AV (argille variegate) indistinte per i diversi intervalli.

4.1.4.1 Sottounità Corleto Perticara

4.1.4.1.1 Argille Varicolori Inferiori (AV)

L'intervallo inferiore della successione dell'Unità di Rocca Imperiale è dato da argille varicolori scagliettate, caotiche, contenenti sporadici livelli sottili di areniti fini, siltiti manganesefere, calcareniti e calcilutiti che s'infittiscono verso l'alto. Il passaggio alla sovrastante Formazione di Monte Sant'Arcangelo è graduale ed avviene con un'alternanza di calcari marnosi, areniti ed argille policrome a cui sono intercalati strati medio-sottili di calcilutiti marnose biancastre, progressivamente più frequenti e spessi verso l'alto. Lo spessore apparente dell'unità litologica, determinato dalla notevole caoticità dei terreni, è valutabile tra 50 e 100 m (Cretaceo ?).

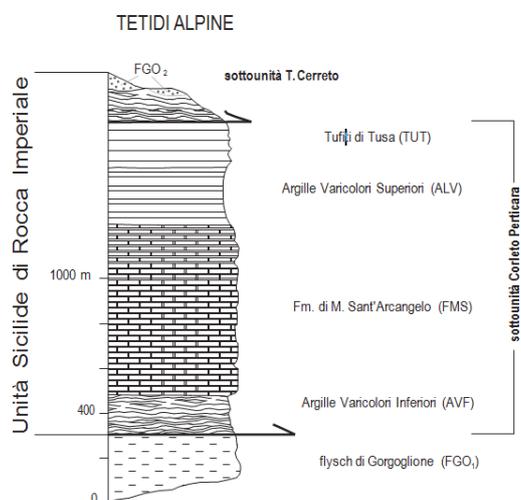


Figura 4.3 - Colonna stratigrafica schematica dell'Unità Sicilide di Rocca Imperiale (Tetidi Alpine), ricostruita da dati di superficie.

Le successioni del Gruppo delle Argille Variegate, appartenenti all'Unità di Tempa Lata, sono in genere costituite da argille ed argille marnose rosse, verdi, grigie e brune a foraminiferi planctonici, marne bianche e rosate alternate a calcilutiti, calcisiltiti marnose, calcareniti torbiditiche e diaspri rossi e verdi. Al loro interno, a più altezze stratigrafiche, sono presenti depositi di frane sin-sedimentarie

rappresentati da argille a struttura caotica (*mud flow*) e da breccie a prevalente matrice argillosa (*debris flow*). Lungo il margine sud-occidentale del Foglio “Stigliano”, le successioni del Gruppo delle Argille Variegate ricoprono tettonicamente il Flysch di Gorgoglione, il Flysch Galestrino e il Flysch Rosso dell’Unità di Tempa Delonne. I termini medio–alti delle successioni del Gruppo delle Argille Variegate sono esposti lungo la Fiumarella di Corleto, dove affiorano argilliti di colore variabile dal rosso al verde-bruno, cui si intercalano livelli calcarenitici e calcilutitici, argille marnose e marne grigie e/o azzurre con livelli di diaspri rossi o verdi. I livelli calcilutitici sono notevolmente fratturati, mentre quelli pelitici sono caratterizzati da una intensa foliazione. Sono inoltre presenti depositi a struttura caotica, di spessore metrico, costituiti da argilliti rosse e verdi inglobanti frammenti di strati di calcilutiti silicizzate, calcari marnosi avara silicizzati, radiolariti rosse e verdi e blocchi di dimensioni metriche di calcari di piattaforma. Verso l’alto, la successione tende ad arricchirsi in calcilutiti, marne, calcareniti ed arenarie micacee, le quali passano a calcilutiti, marne calcaree e calcareniti della formazione di Corleto Perticara. Lo spessore totale della formazione, difficilmente misurabile sul terreno, varia tra qualche decina di metri e circa 300 metri (Cretaceo superiore - Oligocene).

4.1.4.1.2 Formazione di Monte Sant’Arcangelo (FMS) o Formazione di Corleto Perticara

La formazione di Corleto Perticara (Unità di Tempa Lata) affiora lungo il margine sud–occidentale del Foglio Stigliano, a sud-ovest della dorsale del Caperrino, lungo la dorsale di Tempa Lata, ad ovest dell’abitato di Albano di Lucania e, come *klippen*, ad ovest della dorsale di Pietrapertosa al nucleo di una grande sinclinale che si estende in direzione NNO-SSE tra le dorsali di Castelmezzano e del Caperrino. Le successioni poggiano con contatto stratigrafico, con un passaggio graduale, su quelle del Gruppo delle Argille Variegate mentre i rapporti con le sovrastanti Tufiti di Tusa sono, in parte, eteropici. La parte alta è caratterizzata dall’aumento progressivo delle arenarie micacee e delle arenarie vulcanoclastiche, le quali diventano prevalenti al passaggio con le Tufiti di Tusa. Si tratta di un’alternanza di calcari marnosi grigio-biancastri a frattura concoide in strati da sottili a bancate, di argille grigio-verdi o rosse più o meno marnose in intervalli di spessore molto variabile fino ad alcuni metri, di subordinate arenite carbonatiche grossolane in prevalenza verdi o colore nocciola, gradate, con quarzo e subordinati feldspati, in strati medio-sottili, di calcareniti fini e calcilutiti grigio-biancastre a frattura prismatica e di arenarie grigio-verdi in strati medio- sottili, talora laminate (Fig. 3). Lo spessore rilevabile sul terreno è compreso tra 30 metri e, circa, 80 metri (Cretacico superiore - Eocene medio).

4.1.4.1.3 *Argille Varicolori Superiori (AV)*

La formazione affiora ampiamente, anche se in modo discontinuo, nel settore in esame ed è costituita da monotone sequenze di argille marnose brune, fittamente scagliettate, intercalate a sottili livelli di arenarie contenenti marne brune-rossastre e calcari marnosi biancastri-ocracei. Localmente, la formazione ingloba blocchi carbonatici mesozoici di piattaforma e arenarie quarzose ad affinità numidica. Gli olistoliti arenacei sono formati da blocchi eterometrici o da lenti decametriche. Lo spessore apparente, difficilmente calcolabile per tettonizzazione, non è superiore a 300 m.

4.1.4.1.4 *Tufiti di Tusa (TUT)*

Le Argille Varicolori Superiori (AV) passano verso l'alto, con un contatto netto, alle Tufiti di Tusa (Fig. 4.3). Questa formazione è stata riconosciuta in Lucania per la prima volta da Ogniben (1969a), che ne ha notato le spiccate analogie composizionali con le Tufiti di Tusa del "Complesso Sicilide" affioranti in Sicilia settentrionale. Nella letteratura geologica questa unità, denominata Formazione di Corleto Perticara (Selli, 1962), è stata associata a quella delle Arenarie di Corleto (Lentini, 1979) a composizione mista silicoclastica-calciclastica, mentre le Tufiti di Tusa sono prevalentemente rappresentate da vulcanoareniti, ad alto contenuto micaceo, contenenti frammenti di plagioclasti di tipo andesitico. Secondo Lentini (1979), le "Arenarie di Corleto" occupano la stessa posizione stratigrafica delle "Tufiti di Tusa", di cui rappresentavano una variazione laterale. Entrambe le sequenze costituiscono l'intervallo stratigrafico apicale della sottounità Corleto Perticara.

La formazione affiora estesamente, anche se in modo discontinuo, nel settore centro occidentale dell'area in esame ed è caratterizzata da due litofacies eteropiche indicate come arenaceo-argilloso-calcareo ed arenaceo-marnosa. La prima litofacies è costituita da un'alternanza di arenarie micacee e tufiti grigio-verdi, generalmente poco cementate, con interstrati sottili argilloso-siltoso-marnosi, calcareo-marnosi e calcarenitici. Lo spessore della litofacies varia da pochi metri a 200 m.

Sia lateralmente che verso l'alto, la suddetta litofacies passa a quella arenaceo-marnosa, la quale è costituita da un'alternanza di argille e argille marnose di colore grigio-verde, marne biancastre, arenarie torbiditiche quarzoso-micacee e, sporadicamente, livelli sottili di calcilutiti e calcareniti fini. Le arenarie, a grana medio-fine, talvolta sono caratterizzate da un'abbondante frazione vulcanoclastica. I litotipi carbonatici, prevalentemente micritici, sono rappresentati da *mudstone* e *packstones*. Lo spessore della litofacies varia da pochi metri fino a 150 m (Oligocene superiore - Miocene inferiore).

4.1.4.2 Sottounità Torrente Cerreto

La porzione apicale della Falda di Rocca Imperiale è costituita da un'unità strutturale, a sua volta in falda, denominata sottounità Torrente Cerreto (Lentini & Vezzani, 1974).

4.1.4.2.1 Gruppo delle Argille Variegate (AV)

Trattasi di un complesso sedimentario caotico, caratterizzato da una litofacies argillitica in cui sono inglobati lembi di successioni calcaree della Formazione di Monte Sant'Arcangelo, arenarie silicoclastiche delle Tufiti di Tusa ed olistoliti di calcari biocostruiti a rudiste derivanti dalla Piattaforma Appenninica. La componente pelitica è costituita da argille grigie, verdi e rosse, estremamente caotiche e scagliettate, contenenti livelli di diaspri. Le peliti contengono associazioni a radiolari e sporadiche globotruncane. Nell'insieme, l'unità litologica forma un *mélange* tettonico, lo spessore non è quindi valutabile a causa dell'intensa deformazione (Cretaceo superiore - Miocene inferiore).

4.1.4.2.2 Flysch di Gorgoglione (FGO)

All'interno dell'area di "Stigliano", il Flysch di Gorgoglione (Selli, 1962; Ciaranfi, 1972) è costituito da depositi arenaceo-conglomeratici e pelitici caratterizzanti una successione deposta all'interno di un bacino di *thrust-top* impostato sulle coltri di ricoprimento della catena appenninica (Pescatore et alii, 1980; Pescatore & Tramutoli 1980; Loiacono 1974, 1981; Boiano 1994, 1997) nell'intervallo compreso tra il Langhiano medio ed il Tortonian (Boenzi & Ciaranfi, 1970). Le successioni del Flysch di Gorgoglione poggiano in discordanza angolare sui depositi del Gruppo delle Argille Variegate, sulle successioni della Formazione di Corleto Perticara e sulle Tufiti di Tusa. All'interno della successione, sono stati distinti tre membri. Il membro inferiore è prettamente arenaceo-argilloso (FGO1), quello intermedio arenaceo-conglomeratico (FGO2), mentre il membro superiore perlopiù pelitico (FGO3). Nell'Unità tettonica di Tempa Lata sono presenti esclusivamente i depositi del membro arenaceo-conglomeratico (FGO2), i quali affiorano lungo la dorsale omonima.

4.1.4.2.3 Membro arenaceo-conglomeratico (FGO2)

Come detto, al membro arenaceo-conglomeratico (FGO2) del Flysch di Gorgoglione vengono assegnati i lembi di successioni terrigene trasportati solidalmente con i terreni dell'Unità di Rocca Imperiale. Un carattere peculiare delle successioni di questo membro del Flysch di Gorgoglione è la

variabilità laterale delle facies e, in particolare, la geometria lenticolare dei corpi arenacei. Il membro arenaceo-conglomeratico (FGO2) è infatti costituito da una fitta alternanza di arenarie torbiditiche, siltiti ed argille siltose grigio-azzurre, gialle se alterate, con rare intercalazioni di conglomerati. Le arenarie consistono in arcosi a grana da medio-grossa a siltitica, formano strati decimetrici, talora ben cementate. Nell'area di Tempa Lata, lo spessore è compreso tra 40 metri e 80 metri (Langhiano-Serravalliano).

4.1.5 UNITÀ TETTONICA DI ALBANO –CASTELMEZZANO

L'Unità tettonica di Albano-Castelmezzano affiorante nell'area "Stigliano" deriva dalla deformazione di successioni mesozoiche e terziarie del Dominio Sicilide, su cui poggiano, in discordanza angolare successioni arenaceo-pelitiche e conglomeratiche deposte all'interno di un bacino di *thrust-top* nel Miocene medio-superiore. Tale unità è sovrapposta tettonicamente alle quarzoareniti del Flysch Numidico dell'Unità di Stigliano–Accettura. L'età del sovrascorrimento post-data il Burdigagliano. Dal basso verso l'alto, l'Unità tettonica di Albano-Castelmezzano è costituita da argille, diaspri, arenarie micacee, alternanze di calcilutiti, marne ed argille con intercalazioni di calcareniti, arenarie micacee marne e calcari marnosi. Su questi depositi poggiano in discordanza angolare successioni arenaceo-pelitiche e conglomeratiche del Flysch di Gorgoglione.

4.1.5.1 Gruppo delle Argille Variegate (AV)

Le successioni del Gruppo delle Argille Variegate dell'Unità di Albano-Castelmezzano sono costituite da argille e argille marnose policrome, marne bianche e rosate alternate a calcilutiti e calcisiltiti marnose e calcareniti torbiditiche. A diverse altezze stratigrafiche, sono presenti depositi di frane sinsedimentarie, olistoliti carbonatici di dimensioni decametriche. Tali rocce ricoprono tettonicamente sia il Flysch Rosso che il Flysch Numidico dell'Unità tettonica di Stigliano–Accettura. Lo spessore in affioramento varia tra qualche decina di metri e, circa, 300 metri (Cretaceo superiore–Oligocene).

4.1.5.2 Formazione di Corleto Perticara o Formazione di Monte Sant'Arcangelo (FMS)

La Formazione di Corleto Perticara è costituita da calcilutiti e marne bianche, argille ed argille marnose grigie o verdi con intercalazioni di calcareniti bioclastiche e, nella parte alta, di arenarie micacee e vulcanoclastiche torbiditiche. Lo spessore in affioramento di questa formazione è compreso tra 20 metri e 50 metri (Eocene superiore – Miocene inferiore).

4.1.5.3 Tufiti di Tusa (TUT)

Questa unità litostratigrafica è costituita da arenarie micacee di colore marrone scuro, marne e marne argillose e calcari marnosi di colore bianco o grigio alternati a calcareniti bioclastiche. Le arenarie sono caratterizzate da un'abbondante frazione vulcanoclastica di natura andesitica. Intercalate a varie altezze stratigrafiche, si rinvencono calcareniti grigie a granulometria da media a sottile, calcilutiti grigio verdi, calcilutiti marnose e calcisiltiti micacee. Lo spessore in affioramento è compreso tra 20 e 80 metri (Oligocene superiore - Miocene inferiore).

4.1.5.4 Flysch di Gorgoglione (FGO)

La successione del Flysch di Gorgoglione, in questa unità, è costituita da una fitta alternanza di arenarie torbiditiche, siltiti ed argille siltose grigio azzurre. A varie altezze stratigrafiche, si rinvencono intercalazioni di conglomerati in strati e banchi. La parte alta della successione è costituita da argille ed argille marnose a foraminiferi planctonici, siltiti laminate, con intercalazioni di arenarie a grana fine e conglomerati canalizzati. Nell'area "Stigliano", il Flysch di Gorgoglione poggia in discordanza angolare sulle successioni del Gruppo delle Argille Variegate, della Formazione di Corleto Perticara e delle Tufiti di Tusa. Lo spessore massimo del flysch di Gorgoglione è di circa 1.500 metri (Langhiano - Tortonianiano medio-superiore).

Membro arenaceo-argilloso (FGO1)

Questo membro costituisce la base della formazione. Esso è costituito da una fitta alternanza di argille ed argille siltose di colore grigio-verde con intercalazioni di arenarie arcose a grana fine laminate. Questi depositi poggiano in discordanza angolare sulle peliti del Gruppo delle Argille Variegate.

Membro arenaceo-conglomeratico (FGO2)

Il membro intermedio è costituito da una fitta alternanza di arenarie torbiditiche, siltiti ed argille siltose grigio-azzurre. Le arenarie, a grana media e grossa, si presentano in strati decimetrici, talora amalgamati. A varie altezze stratigrafiche, si rinvencono intercalazioni di conglomerati in strati e banchi spessi da alcune decine di metri fino a 150 metri. I clasti sono costituiti da rocce carbonatiche di piattaforma, diaspri, arenarie e, soprattutto, rocce cristalline. Lo spessore massimo delle successioni del membro intermedio è circa 1.000 m (Langhiano-Serravalliano).

Membro pelitico (FGO3)

Il membro apicale include argille, argille siltose, siltiti laminate ed argille marnose. A diverse altezze stratigrafiche sono presenti intercalazioni di conglomerati, caratterizzati da una geometria marcatamente lenticolare, e depositi associati a franamenti sin-sedimentari. Verso l'alto, aumenta progressivamente la frazione argillosa interrotta, sporadicamente da sottili intercalazioni arenacee. Lo spessore affiorante di questo membro varia tra 50 metri e 500 metri (Serravalliano-Tortoniano medio-superiore).

4.1.6 UNITA' TETTONICA DI TEMPA DELONNE

L'Unità tettonica di Tempa Delonne, affiorante nell'area del Foglio "Stigliano", deriva dalla deformazione di successioni mesozoico-terziarie riferibili al Complesso Lagonegrese. Essa affiora in finestra tettonica nella porzione del suddetto Foglio, dove si rinvengono successioni pelagiche costituite, nella parte bassa, passanti verso l'alto ad argilliti silicee e marne grigio verdi a radiolari con sottili intercalazioni di calcareniti torbiditiche. Il contatto basale dell'Unità di Tempa Delonne, non esposto in affioramento, post-data il Serravalliano e ne permette la sovrapposizione sul Flysch di Gorgoglione.

4.1.6.1 Flysch Galestrino (FYG)

Il Flysch Galestrino (Scandone 1967; 1972) è costituito da argilliti silicee fogliettate, marne calcaree e silicifere grigio-azzurre, se alterate, oppure di colore ocraceo. A varie altezze della colonna stratigrafica si rinvengono alternanze di calcilutiti silicifere grigie o nere, argilliti silicee grigio verdi, calcisiltiti e calcari selciferi. Il Flysch Galestrino affiorante in finestra tettonica nella porzione sud occidentale del Foglio "Stigliano" è costituito da un'alternanza di argilliti, marne calcaree e marne silicifere di colore grigio-verde. Nella parte alta della successione sono prevalenti marne ed argilliti silicee di colore variante dal grigio al verde al giallo, con qualche raro livello di colore rosso. Lo spessore affiorante non supera i 50 metri (Cretaceo inferiore).

4.1.6.2 Flysch Rosso (FYR)

Il Flysch Rosso appartenente a questa unità tettonica è costituito da un'alternanza di calcilutiti, calcisiltiti, argilliti a luoghi selciferi ed argille grigio-verdi e talora rosse. Tale successione affiora in contatto stratigrafico sul Flysch Galestrino, lungo il Torrente Cerreto, in finestra tettonica in località

Tempa Delonne ed a sud est di quest'ultima. Lo spessore affiorante varia tra 30 metri e 70 metri (Cretaceo superiore - Miocene inferiore).

4.1.7 UNITA' TETTONICA DI STIGLIANO – ACCETTURA

L'Unità di Stigliano-Accettura, riconosciuta nell'area "Stigliano", deriva dalla deformazione di successioni mesozoico-terziarie riferibili al Complesso Lagonegrese. Tale unità è formata da successioni pelagiche costituite da argilliti silicee e marne grigio verdi a radiolari, nella parte bassa, argilliti silicee rosse e grigio-verdi, radiolariti rosse, verdi e nere, calciruditi, calcareniti e calcilutiti torbiditiche alternate ad argille e marne rosse, in quella intermedia, quarzoareniti del Flysch Numidico nella porzione sommitale. L'Unità di Stigliano - Accettura affiora lungo una fascia ad andamento appenninico (NO-SE) che si estende dall'abitato di Campomaggiore a quello di Stigliano. Tale unità ricopre tettonicamente le successioni silico-clastiche e calcareo marnose della formazione di Serra Palazzo ed i depositi pliocenici del Gruppo di Caliandro. Nei dintorni del paese di Accettura, l'Unità di Stigliano - Accettura ricopre tettonicamente i depositi arenaceo-conglomeratici del Flysch di Gorgoglione, con l'interposizione di un livello di conglomerati e sabbie del Pliocene inferiore che, quindi, pre-data il sovrascorrimento.

4.1.7.1 Flysch Galestrino (FYG)

La porzione di Flysch Galestrino afferente all'Unità di Stigliano-Accettura è costituita da un'alternanza di calcari marnosi e marne grigio-verdi silicizzate, argilliti silicee grigio-verdi talora rosse, calcareniti a granulometria da media a fine e, nella porzione sommitale, argilliti con evidenze di slumping. Lo spessore in affioramento è compreso tra 20 metri e, circa, 150 metri (Cretaceo inferiore).

4.1.7.2 Flysch Rosso (FYR)

Le successioni attribuite a questa formazione poggiano in continuità sul Flysch Galestrino. Esse sono costituite da argilliti, radiolariti, calcilutiti a liste e noduli di selce (membro diasprigno FYR1), nella parte bassa, un'alternanza di argille, marne e calcilutiti rosse (membro calcareo FYR2) con intercalazioni di calcareniti e calciruditi, in quella intermedia-apicale, ed un livello di peliti grigio-verdi con sottili intercalazioni vulcano-clastiche in quella sommitale. Lo spessore affiorante del Flysch Rosso varia da tra 40 metri e 200 metri (Cretaceo superiore -Miocene inferiore).

Membro diasprigno (FYR1)

La parte basale di questo membro è caratterizzata da un'alternanza di argilliti silicee grigio-verdi e rosse, radiolariti rosse e verdi, sottili livelli pelitici bituminosi tipo “*black shales*”, calcilutiti e calcisiltiti di colore grigio. Verso l'alto, a queste seguono progressivamente diaspri rossi e verdi con intercalazioni di argilliti silicee policrome, calcareniti grigio scure, alternanze di argilliti silicee rosse e verdi e calcilutiti di colore grigio. La successione chiude con circa 15 metri di argilliti silicee e calcilutiti, diaspri rossi e verdi e calcareniti grigio-scure. (Albiano–Campaniano).

Membro calcareo (FYR2)

Il membro calcareo include un'alternanza di argille e marne, calcilutiti e calcisiltiti marnose e calcareniti bioclastiche. A diverse altezze stratigrafiche, prevalentemente nella porzione intermedia, sono presenti livelli lenticolari di calciruditi e breccie carbonatiche di spessore metrico. La porzione sommitale è caratterizzata da un livello di argille e marne grigio-verdi con intercalate calcareniti grigio-avana. Lo spessore di questo livello è compreso tra qualche metro e circa 20 metri.

4.1.7.3 Flysch Numidico (FYN)

Il flysch Numidico (Flandrin, 1948; Ogniben, 1960, 1969), conosciuto anche come “Arenarie di Stigliano” (Selli, 1962), è costituito da una potente successione quarzoarenitica ampiamente diffusa lungo tutto il versante orientale dell'Appennino meridionale. Nell'area “Stigliano”, il Flysch Numidico affiora ampiamente lungo una fascia che si estende tra gli abitati di Albano di Lucania e di Stigliano. Esso poggia in paraconcordanza sulla porzione sommitale del Flysch Rosso (FYR2), mentre verso l'alto passa in continuità ai termini arenacei della Formazione di Serra Palazzo. Lo spessore del Flysch Numidico è compreso tra 50 metri e 400 metri (Burdigaliano superiore - Langhiano inferiore).

4.2 DEPOSITI MARINI E CONTINENTALI PLIOCENICI E QUATERNARI

I sedimenti pliocenici e quaternari consistono, prevalentemente, in sabbie, argille e conglomerati depositi all'interno di bacini marini collocati al fronte del cuneo orogenico. A seguito del loro totale isolamento con i sedimenti dell'avanfossa, essi hanno assunto il ruolo di bacini intrappenninici (es. Bacino di Sant'Arcangelo, Bacino di Calvello, Bacino di Potenza) a partire dal Pliocene superiore. In Appennino meridionale, relativamente a questo intervallo cronologico, sono stati distinti tre “cicli”

sedimentari (Lentini, 1967; Vezzani, 1967; Ogniben, 1969a): 1) Ciclo del Pliocene inferiore, o di Craco; 2) Ciclo di Caliandro, databile dal Pliocene inferiore- medio al Pliocene superiore; 3) Ciclo di Sant'Arcangelo, del Pliocene superiore-Pleistocene. I depositi riferibili ai tre cicli si estendono a ricoprire progressivamente aree sempre più interne dell'edificio a falde e, a seconda dei contesti paleo-ambientali, possono registrare anche notevoli variazioni litologiche e moderate diacronie. Purtroppo, ciò che li accomuna, a prescindere dalle litofacies, è la presenza alla base di ognuno di essi di una discordanza a carattere regionale.

Relativamente all'area in esame i depositi plio-pleistocenici sono riferibili a due gruppi, il gruppo di Caliandro ed il gruppo di Sant'Arcangelo. Il primo ha ereditato il nome dell'omonimo ciclo già noto in letteratura (Vezzani, 1966b; Carta Geologica del bacino del fiume Agri, 1991; Pieri et alii, 1994) e comprende una successione di età Pliocene inferiore - Pliocene superiore. Esso affiora nelle zone più interne della catena, è rappresentato da una sequenza tipicamente ciclica, con un intervallo basale conglomeratico-sabbioso, passante ad un caratteristico orizzonte diatomitico e ad argille grigio-azzurre, completata da sabbie e lenti di conglomerati sommitali. Al di sopra del gruppo di Caliandro o direttamente sui terreni pre-pliocenici giace il Gruppo di Sant'Arcangelo, corrispondente in parte al Ciclo dell'Agri di Pieri et alii (1994), dato da una potente sequenza sabbiosa e conglomeratica. In un quadro regionale complessivo, la distribuzione dei depositi plio- pleistocenici indica una progressiva estensione dei termini più recenti verso le aree più interne dell'edificio a falde, per cui quelli del Pliocene inferiore sono presenti solo nel settore nord-orientale della media Valle dell'Agri, mentre quelli plio-pleistocenici sono ampiamente rappresentati nel Bacino di Sant'Arcangelo, arrivando ad interessare, con le facies di regressione e continentali, anche l'Alta Valle del Fiume Agri.

4.2.1 DEPOSITI PLIOCENICI DEI BACINI INTRA-APPENNINICI

In corrispondenza del margine esterno della catena si rinvencono successioni conglomeratiche, sabbiose ed argillose che poggiano in discordanza angolare sulle coltri di ricoprimento. Tali successioni, comprendenti depositi di ambiente di transizione da continentale a marino che prettamente marino, sono state deposte all'interno di bacini di *piggy back*. Nella fascia più interna, i depositi conglomeratico-sabbiosi indicati come conglomerati e sabbie di Accettura (ATT) poggiano in discordanza angolare sia sull'Unità di Stigliano-Accettura che quella di Albano-Castelmezzano. Parzialmente, essi sono stati coinvolti da un sovrascorrimento che ha messo a le arenarie del Flysch Numidico dell'Unità di Stigliano-Accettura con le arenarie e conglomerati del Flysch di Gorgoglione dell'Unità di Albano-Castelmezzano. Le successioni che si rinvencono nella fascia più esterna sono

state denominate “gruppo di Caliendo”, in quanto coinvolte nelle fasi deformative tardo-plioceniche che hanno interessato le porzioni più esterne della catena a pieghe e sovrascorrimenti sud Appenninica.

4.2.1.1 Conglomerati e sabbie di Accettura (ATT)

Questa unità litostratigrafica è costituita da sabbie, calcareniti ed arenarie (ATT) di colore giallo, contenenti intercalazioni lenticolari di argille sabbiose, poggianti su conglomerati poligenici, eterometrici, ad elementi a spigoli arrotondati, talora appiattiti, di dimensioni comprese tra 5 e 30 cm. Le calcareniti sono composte da clasti, a luoghi bioclasti, grossolani; a vari livelli presentano laminazione incrociata, ed a tratti sono interdigitate con sottili livelli pelitici. Intercalati ai livelli conglomeratici si rinvengono microconglomerati a matrice sabbiosa prevalente e sabbie fini addensate con rari ciottoli appiattiti e frammenti indeterminabili di gusci di macrofossili. Conglomerati e sabbie poggiano in discordanza angolare sui depositi del Flysch Numidico e del Flysch Rosso (Unità di Stigliano-Accettura) e sul Flysch di Gorgoglione (Unità di Albano-Castelmezzano). Lo spessore varia da una decina di metri a circa 60 m (Pliocene inferiore?).

4.2.1.2 Gruppo di Caliendo

I terreni riferiti al gruppo di Caliendo coprono una vasta area dell'Appennino lucano, poggiando in larga parte direttamente su unità pre-plioceniche. L'intera sequenza, potente circa 800 m, è caratterizzata da un ciclo sedimentario completo dominato da facies pelitiche e, subordinatamente, arenitiche e conglomeratiche. Il gruppo di Caliendo comprende successioni costituite alla base da argille lagunari (AGL), conglomerati e sabbie (SCN), che passano, a luoghi, rapidamente ad argille ed argille siltose bianche e grigio-azzurre, argille grigio-azzurre (ARM) oppure a sabbie grigie e gialle (SGG). Queste successioni poggiano in discordanza angolare sui sottostanti terreni miocenici e spesso sono coinvolte nei processi di sovrascorrimento.

4.2.1.2.1 Argille Lagunari (AGL)

Le argille lagunari si presentano come argille marnose grigio-nerastre e sabbie giallastre di facies salmastra passanti lateralmente e verso l'alto a SCN. Lo spessore massimo può raggiungere fino a 100 m.

4.2.1.2.2 Conglomerati, sabbie e calcareniti del T. Racanello (SCN)

Questa unità litostratigrafica è costituita essenzialmente da conglomerati poligenici ad elementi eterometrici, con livelli lenticolari di sabbie e ghiaie mal classate. Sono inoltre presenti clasti di arenarie arcosiche, calcareniti, calcitorbiditi con liste di selce, calcilutiti grigio azzurre, quarzoareniti. Nel suo insieme, il deposito è mal classato, con matrice da prevalente a scarsa, organizzato in livelli di spessore metrico, canalizzati, a base erosiva, talora con intercalazioni sottili di sabbie di colore giallo, a grana fine, più o meno cementate, con piccoli ciottoli arrotondati o, talora, appiattiti. L'unità è costituita, quindi, da due litofacies di ambiente marino marginale; una prevalentemente conglomeratica, alla base (Pliocene inferiore), l'altra sabbioso-calcarenitica, con rapporti di parziale eteropia con la litofacies conglomeratica.

4.2.1.2.3 Argille marnose azzurre (ARM)

Le argille marnose azzurre affiorano nel settore centro-occidentale dell'area in esame. Esse poggiano in discordanza su diversi termini del substrato. Trattasi di argille marnose, talora siltose, di colore da azzurro a grigio-verde a frattura concoide, a stratificazione indistinta, con abbondanti frammenti di gasteropodi e lamellibranchi di piccole dimensioni. Sono presenti sottili lenti limose e, verso l'alto, frequenti intercalazioni sabbiose giallastre che preludono al passaggio alle sabbie (SGG). Ad ovest, la formazione è troncata in discordanza dai conglomerati pleistocenici (CCN). La formazione costituisce la parte più consistente dei depositi del Bacino di Calvello, dove raggiunge lo spessore massimo di circa 300 m (Pliocene medio – superiore). Talora sono presenti argille ed argille siltose di colore variabile dal bianco al grigio all'azzurro, sottilmente stratificate, con intercalazioni di spessore ridotto di siltiti, sabbie e microconglomerati ricchi in granuli di glauconite. Tali argille poggiano sui conglomerati, sabbie e calcareniti del Torrente Racanello (SCN). Il passaggio delle argille ai depositi conglomeratici è segnato da corpi sabbiosi di limitato spessore. Nella parte alta della successione, le argille diventano prevalenti e presentano sottili intercalazioni di siltiti. Le successioni pelitiche delle argille diatomitiche bianche passano verso l'alto alle Sabbie grigie e gialle di Difesa Pincia (SGG). Lo spessore di tali successioni varia tra 20 metri e circa 30 metri.

4.2.1.2.4 Sabbie grigie e gialle di difesa Pincia (SGG)

L'unità litostratigrafica delle Sabbie grigie e gialle di Difesa Pincia include successioni costituite da sabbie quarzose e da sabbie calcaree gialle, a granulometria da media a grossolana, addensate, a luoghi

cementate e mal stratificate. I livelli sabbiosi stratigraficamente più bassi presentano in genere struttura massiva e sono scarsamente fossiliferi. Procedendo verso l'alto, le sabbie presentano stratificazione parallela o obliqua a basso angolo, messa in evidenza da costolature a cementazione differenziale. A luoghi, intercalati alle sabbie, si rinvengono corpi lenticolari di conglomerati poligenici ed eterometrici ben cementati, in matrice sabbiosa, organizzati in strati e banchi, talora amalgamati. Le successioni sabbiose poggiano sui conglomerati, sabbie e calcareniti del Torrente Racanello (SCN). Verso l'altro, esse sono eteropiche con le argille marnose azzurre del Torrente Sauro (ARM). Per tali motivi, i depositi sabbiosi hanno un'età compresa tra il Pliocene medio ed il Pliocene superiore.

4.2.1.3 Gruppo di Sant'Arcangelo

I terreni ascritti al gruppo di Sant'Arcangelo si sono depositati quando i margini dell'attuale depressione strutturale, che marca il "Bacino di Sant'Arcangelo" e quello di Calvello, iniziavano a delinearsi, determinando il definitivo isolamento dei bacini intramontani dall'avanfossa. Le vicende tettoniche che hanno investito questi terreni sono da ricollegare direttamente alla strutturazione in profondità dell'edificio apulo in sottosuolo (*buried apulian belt*). I terreni del gruppo di Sant'Arcangelo mostrano, lungo i bordi del bacino omonimo (Servizio geologico d'Italia, 2005), rapporti discordanti sul substrato, con appoggi di tipo *onlap*, mentre, nelle aree centrali della depressione, il contatto di base sui terreni sottostanti è apparentemente concordante. In quest'area la formazione è stata datata al Pliocene superiore (?) - Pleistocene inferiore. Il gruppo comprende diverse formazioni.

4.2.1.3.1 Sabbie di San Giorgio lucano (SSG)

In prossimità di Sant'Arcangelo e verso sud alle argille si intercala una lente di sabbie giallastre (SSG), spesso fino a 250 m denominate Sabbie di San Giorgio lucano.

4.2.1.3.2 Sabbie di Aliano (AIA)

Le sabbie di Aliano si presentano come sabbie gialle e sabbie argillose presenti in strati che possono variare da 20 cm ad oltre 10 m con rari livelli sottili ricchi di lamellibranchi e con lenti conglomeratiche. Talvolta si rinvengono argille marnose grigio-azzurre massive, con rari livelli sabbioso-siltosi giallastri, e resti di molluschi. Lo spessore può arrivare fino a 900 m (Pliocene superiore ? - Pleistocene Inferiore).

4.2.1.3.3 Conglomerati di Castronuovo (CCN)

I conglomerati di Castronuovo rappresentano i termini di chiusura dell'intera sequenza deposizionale, tipici di ambienti marini e continentale fluviali. La formazione è caratterizzata da conglomerati a clasti poligenici ed eterometrici, immersi in abbondante matrice sabbioso-limosa, con rare lenti sabbiose di colore giallo oca. I clasti, di diametro compreso tra 2 e 60 cm, eccezionalmente fino ad 1 m, sono bene arrotondati e costituiti da areniti prevalenti, silicoclastiche e carbonatiche oltre a calcilutiti, marne, calcari con selce, selci e arenarie quarzose, riferibili a terreni lagonegresi, sicilidi e al Flysch di Gorgoglione. I conglomerati hanno una tipica colorazione rossastra e presentano una stratificazione indistinta da amalgamazione di strati. La formazione poggia con contatto brusco sui depositi del sottostante gruppo di Caliandro, mentre verso ovest si estende a coprire direttamente i terreni pre-pliocenici. Verso est i conglomerati si interdigitano ad AIA. Le geometrie deposizionali sono di tipo *onlap* sui margini e para-concordante nelle aree depocentrali, dove il contatto tra le sabbie SGG e i conglomerati appare marcato da blande ondulazioni erosionali (Santerniano).

4.2.1.4 Gruppo di Guardia Perticara

I depositi appartenenti al Gruppo di Guardia Perticara affiorano principalmente nel settore sud-orientale dell'area di studio (Foglio Sant'Arcangelo) e sono costituite da: Conglomerati e sabbie di Guardia Perticara (FGP) e Depositi lacustri di San Lorenzo (DSL).

4.2.1.4.1 Depositi lacustri di San Lorenzo (DSL)

I depositi lacustri di San Lorenzo sono costituiti da argille e silt grigiastri presenti in livelli metrici a cui si alternano strati sottili di sabbie fini, orizzonti di ghiaie calcaree ed arenitiche e, livelli medio-sottili di vulcanoclastiti. Lo spessore raggiunge i 250 m. Nella zona di Guardia Perticara sono presenti livelli metrici di ghiaie in matrice rossastra alternate ad argille siltose nerastre. Lo spessore in questo settore si riduce ad 80-100 m (Pleistocene inferiore).

4.2.1.4.2 Conglomerati e sabbie di Guardia Perticara (FGP)

Conglomerati e sabbie di Guardia Perticara sono costituiti da sabbie e conglomerati rossastrati, clasti eterogenei ed eterometrici sub-arrotondati, presenti in grossi banchi a stratificazione indistinta. Essi si interdigitano a sabbie giallastre presenti in strati metrici con sottili lenti di argille siltose. La successione poggia stratigraficamente sui depositi di Caliandro (Pleistocene inferiore – medio).

4.2.1.5 Conglomerati di Serra Corneta (SSC)

I conglomerati e sabbie di Serra Corneta (SSC) si presentano come sabbie argillose all'interno delle quali si rinvencono livelli di conglomerati a matrice limosa rossastra, lenti di travertino e di paleosuolo. Lo spessore massimo può arrivare a circa 100 m. (Pleistocene medio).

4.3 DEPOSITI CONTINENTALI QUATERNARI

4.3.1 Depositi e detriti di versante (a)

Sono rappresentati da accumuli caotici di clasti a spigoli vivi, non cementati, eterogenei ed eterometrici, immersi in matrice sabbioso-limosa, a luoghi prevalente. La natura dei clasti varia in funzione delle caratteristiche litologiche delle aree di alimentazione. Tali depositi sono ben sviluppati alla base di pendii molto acclivi e, spesso, alimentano le frane che si sviluppano lungo i versanti su cui poggiano. Talvolta, essi si trovano anche a notevole distanza dall'area di alimentazione in quanto interessati da lenti movimenti generati sia dalla gravità che dalla solifluzione. Lo spessore varia dal metro alla decina di metri (Olocene – Attuale).

4.3.2 Depositi alluvionali (b)

Lungo gli alvei dei principali corsi d'acqua sono presenti ampie spianate alluvionali sedi di depositi costituiti da ghiaie, sabbie, limi e limi sabbiosi con frequenti intercalazioni di lenti di conglomerati poligenici ad elementi eterometrici, caratterizzati da grado di addensamento variabile. Trattasi di depositi sciolti, trasportati ed abbandonati dalle acque nei periodi di massima portata, i quali si rinvencono anche in corrispondenza degli apparati di conoide che caratterizzano le aree di confluenza dei corsi d'acqua tributari di quelli principali. La stratificazione è quasi sempre assente; i ciottoli sono a luoghi appiattiti ed embricati e per lo più mostrano struttura caotica. Gli spessori sono compresi tra qualche metro ed una decina di metri (Olocene – Attuale).

5 COMPLESSI IDROGEOLOGICI

Nella Carta dei Complessi Idrogeologici (Allegato IV) sono stati individuati nove (9) complessi idrogeologici all'interno dell'area di studio, i quali accorpano insieme formazioni geologiche e/o membri ritenuti avere caratteri idrogeologici affini alla scala di analisi (Civita, 1975). In tal modo, sono stati riconosciuti complessi idrogeologici classificabili come *acquiferi* (invero, presenti in maniera arealmente subordinata), complessi idrogeologici aventi un grado permeabilità relativa medio-bassa (*acquitardi*) e complessi idrogeologici definibili come impermeabili (*acquiclude*). Per ogni singola tipologia di complesso sono state descritte le principali caratteristiche idrogeologiche (Figs. 5.1, 5.2): (i) tipologia, (ii) grado di permeabilità relativa e (iii) coefficiente di infiltrazione potenziale (C.I.P.).

<i>Grado di permeabilità</i>	<i>Conducibilità idraulica</i> (cm/s)	<i>C.I.P.</i> (%)	<i>Caratteristiche della circolazione idrica sotterranea "attiva"</i>
ELEVATO	$K > 10^{-1}$	$70 < \text{C.I.P.} < 100$	Circolazione idrica sotterranea ingente, prevalentemente basale e con deflusso unitario indipendente dalla topografia.
MEDIO	$10^{-1} > K > 10^{-4}$	$30 < \text{C.I.P.} < 70$	Circolazione idrica sotterranea significativa, ripartita a varie profondità, in relazione alla presenza di discontinuità idrogeologiche, ma prevalentemente con circolazione idrica profonda, scarsamente dipendente dalla topografia.
SCARSO	$10^{-4} > K > 10^{-7}$	$10 < \text{C.I.P.} < 30$	Circolazione idrica sotterranea scarsa che avviene prevalentemente nella coltre di alterazione superficiale, quando maggiormente permeabile del substrato inalterato. Stretta dipendenza con la morfologia superficiale.
IMPERMEABILE	$10^{-7} > K$	$0 < \text{C.I.P.} < 10$	Circolazione idrica sotterranea trascurabile riconducibile esclusivamente alla coltre di alterazione superficiale. Stretta dipendenza con la morfologia superficiale.

Figura 5.1 - Relazioni tra grado di permeabilità, conducibilità idraulica e coefficienti d'infiltrazione potenziale (C.I.P.) e caratteristiche della circolazione idrica sotterranea (Bureau of Reclamation, 1985; Celico, 1988; Civita, 1975, Allocca et alii, 2007). Le caratteristiche della circolazione idrica sotterranea sono riferite a quelle potenzialmente riscontrabili nei complessi idrogeologici dell'area in studio.

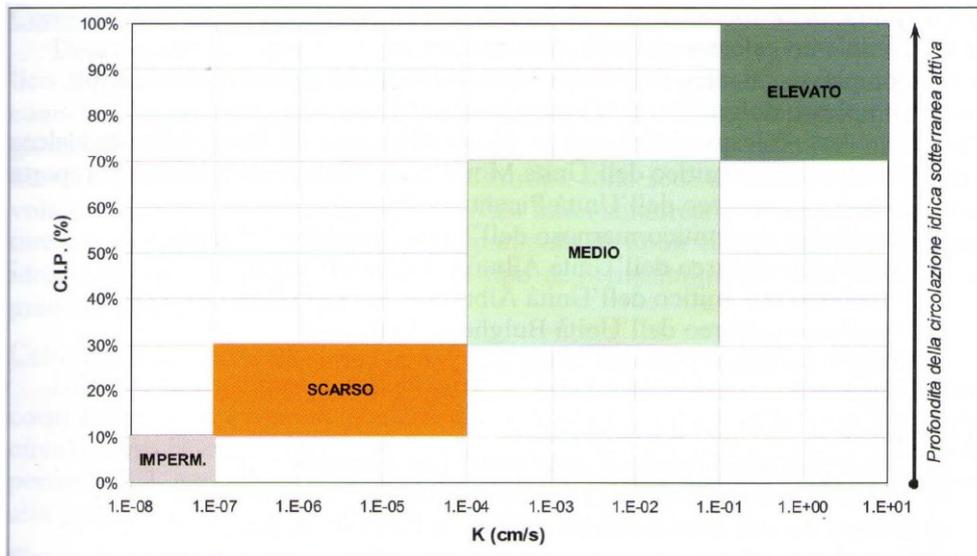


Figura 5.2 - Relazioni tra grado di permeabilità, conducibilità e coefficiente d'infiltrazione potenziale (C.I.P.), utilizzate per la caratterizzazione dei complessi idrogeologici (Bureau of Reclamation, 1985; Celico, 1988; Civita, 1975, Allocca et alii, 2007).

La Carta dei Complessi idrogeologici inoltre include la distribuzione, georiferita, delle sorgenti presenti all'interno del territorio considerato. Le sorgenti di minore importanza, per la quasi totalità dell'area, sono state estratte dalla cartografia dell'Istituto Geografico Militare (I.G.M.) a scala 1:25.000 derivanti in gran parte dai rilievi eseguiti a partire degli anni '30 ("Annali delle sorgenti Italiane" del ex Servizio Idrografico Nazionale). Di conseguenza, tale cartografia soffre della vetustà del dato, in termini di misure di portata affidabili e continuate nel tempo. L'ubicazione geografica acquisita da questa fonte, invece, è relativamente più affidabile e comunque rappresenta il primo passo per il successivo censimento di verifica in sito.

5.1 COMPLESSO ALLUVIONALE [1]

Nel Complesso Alluvionale sono inclusi i depositi fluviali costituiti da termini granulometricamente variabili, da ciottoli ad argille, con differenti caratteristiche di permeabilità in giustapposizione laterale e sovrapposizione verticale. Gli acquiferi costituiti dai suddetti depositi, eterogenei ed anisotropi, sono presenti nelle aree di pianura alluvionale laddove le differenze di comportamento idrogeologico sono accentuate dalla presenza di terreni fini (limoso-argillosi) con permeabilità relativa da scarsamente permeabili a impermeabili. La circolazione idrica sotterranea, a causa della presenza di livelli meno permeabili intercalati a terreni acquiferi, risulta quindi costituita da falde sovrapposte, sia libere che confinate. A luoghi, le falde possono presentare carichi piezometrici diversi causando fenomeni di

drenanza o di interscambio idrico sia verso il basso che verso l'alto. Il comportamento a scala globale è assimilabile ad un unico corpo idrico sotterraneo con un recapito unico costituito spesso da un corpo idrico superficiale (fiume, lago o mare). Le falde idriche sotterranee ospitate da questi acquiferi alluvionali sono alimentate direttamente dalle acque d'infiltrazione efficace pluviale e, in parte, possono ricevere alimentazione dalle strutture idrogeologiche con cui si trovano in contatto laterale mediante travasi idrici sotterranei. Tale travaso può avvenire se sussistono le seguenti condizioni:

- il recapito della circolazione idrica sotterranea delle dorsali è orientato verso le aree di pianura alluvionale;
- la quota dei livelli piezometrici al confine tra la pianura alluvionale e la struttura idrogeologica è superiore a quella fino alla quale si estendono in profondità i depositi alluvionali;
- i terreni alluvionali a contatto diretto con le idrostrutture alimentanti non sono impermeabili.

Appare chiaro che i rapporti tra le falde idriche sotterranee alluvionali e quelle contenute nelle dorsali vallive possono anche invertirsi nel tempo (in funzione dei carichi piezometrici e delle pendenze piezometriche) e, quindi, far sì che siano le falde alluvionali ad alimentare quelle contenute nelle strutture idrogeologiche bordiere. Gli acquiferi alluvionali sono sede di risorse idriche sotterranee spesso cospicue a causa della relativa semplicità di captazione in prossimità dell'utenza finale. O ovviamente lo sfruttamento di queste risorse va razionalizzato e monitorato quali-quantitativamente (piezometria nei periodi di piena e di magra, bilancio idrogeologico, stabilità idrochimica, ecc.) al fine di mantenere gli equilibri idrogeologici naturali.

Il Complesso alluvionale ha un tipo di permeabilità per porosità ed un grado di permeabilità **medio-scarso** (localmente alto). Il C.I.P. è compreso tra **80 %** e 40%.

All'interno di questo complesso sono stati inclusi i depositi alluvionali.

Depositi alluvionali (b)

Lungo gli alvei dei principali corsi d'acqua sono presenti ampie spianate alluvionali sedi di depositi costituiti da ghiaie, sabbie, limi e limi sabbiosi con frequenti intercalazioni di lenti di conglomerati poligenici ad elementi eterometrici, caratterizzati da grado di addensamento variabile. Trattasi di depositi sciolti, trasportati ed abbandonati dalle acque nei periodi di massima portata, i quali si rinvenivano anche in corrispondenza degli apparati di conoide che caratterizzano le aree di confluenza dei corsi d'acqua tributari di quelli principali. La stratificazione è quasi sempre assente; i ciottoli sono

a luoghi appiattiti ed embricati e per lo più mostrano struttura caotica. Gli spessori sono compresi tra qualche metro ed una decina di metri (Olocene – Attuale).

5.2 COMPLESSO DEI DEPOSITI CONTINENTALI [2]

I terreni che costituiscono questo complesso possono essere ascritti ad ambienti sedimentari subaerei quali, ad esempio, i depositi di versante e quelli di conoide torrentizia. Trattasi di materiali granulometricamente grossolani (ciottoli e ghiaie, con percentuale varie di sabbie e limi), i quali presentano gradi variabili di cementazione. Tali depositi hanno caratteri idrogeologici che risentono dei processi di trasporto e deposito, controllati rispettivamente dalla gravità e dalle acque di ruscellamento, e costituiscono acquiferi eterogenei ed anisotropi caratterizzati da un grado di permeabilità medio-alto ed una variabilità laterale delle proprietà idrodinamiche funzione delle modalità di deposizione dei sedimenti. I depositi continentali sono sede di falde idriche limitate inferiormente da complessi idrogeologici meno permeabili, i quali garantiscono alle acque d'infiltrazione e di percolazione di saturare la parte inferiore del deposito. Le falde idriche contenute in questi terreni, spesso, oltre a ricevere la componente efficace delle piogge sono alimentate dalle strutture idrogeologiche adiacenti attraverso travasi idrici sotterranei. La permeabilità di questi complessi è molto variabile ed è legata alle caratteristiche granulometriche e alla sua variabilità; la presenza e l'abbondanza della frazione fina condiziona, ovviamente, la conducibilità idraulica del sistema terreno.

Il Complesso dei Depositi Continentali, nei termini sopradescritti, ha un tipo di permeabilità principalmente per porosità, solo subordinatamente per fessurazione, e un grado di permeabilità **medio localmente elevato**. Il C.I.P. è compreso tra **80 % e 30%**.

All'interno di questo complesso sono stati inclusi i depositi di versante.

Depositi di versante (a)

Sono rappresentati da accumuli caotici di clasti a spigoli vivi, non cementati, eterogenei ed eterometrici, immersi in matrice sabbioso-limosa, a luoghi prevalente. La natura dei clasti varia in funzione delle caratteristiche litologiche delle aree di alimentazione. Tali depositi sono ben sviluppati alla base di pendii molto acclivi e, spesso, alimentano le frane che si sviluppano lungo i versanti su cui poggiano. Talvolta, essi si trovano anche a notevole distanza dall'area di alimentazione in quanto

interessati da lenti movimenti generati sia dalla gravità che dalla solifluzione. Lo spessore varia dal metro alla decina di metri (Olocene – Attuale).

5.3 COMPLESSO SABBIOSO-CONGLOMERATICO [3]

I terreni che costituiscono questo complesso possono essere ascritti ad ambienti sedimentari subacquei e sono costituiti da depositi clastici sabbioso ghiaiosi, da incoerenti a scarsamente cementati, ascrivibili alle fasi regressive iniziate nel Pleistocene inf. (ciclo bradanico: Sabbie di Monte Marano, Conglomerato di Irsina). Questo complesso idrogeologico è abbastanza omogeneo, con un tipo di permeabilità prevalente per porosità e, subordinatamente, per fessurazione. Il grado di permeabilità relativa è medio in assenza o con una scarsa presenza di componente pelitica. Gli acquiferi formati dai suddetti terreni, poggiati stratigraficamente su terreni argillosi appartenenti alle stesse fasi regressive, danno luogo a sorgenti di portata modesta (< 10 l/s) a causa del frazionamento della circolazione idrica sotterranea che determina falde idriche discontinue caratterizzate da uno sviluppo spaziale che risente dell'andamento della superficie topografica. Ciò comporta, spesso, una coincidenza tra spartiacque sotterranei e superficiali ed un recapito della circolazione verso i fondivalle o verso le sorgenti poste lungo i versanti.

I terreni del suddetto complesso formano quindi acquiferi di importanza trascurabile ai fini strategici (cioè di alimentare gli schemi acquedottistici regionali pertanto sono oggetto di studi idrogeologici a carattere generale, Colella et alii, 1996). La classificazione genetica delle sorgenti presenti in questi terreni non è sempre possibile per la variabilità delle caratteristiche idrogeologiche dell'acquifero sabbioso-conglomeratico, le quali, spesso, generano limiti di permeabilità indefiniti.

Il Complesso sabbioso-conglomeratico ha un tipo di permeabilità per porosità e un grado di permeabilità medio- scarso. Il C.I.P. è compreso tra 80 % e 40%.

All'interno di questo complesso sono stati inclusi:

- Conglomerati di Castronuovo (CCN)
- Sabbie e Conglomerati di Serra Corneta (SSC)
- Sabbie di Aliano (AIA)
- Conglomerati e sabbie di Guardia Perticara (FGP)

Conglomerati di Castronuovo (CCN)

I conglomerati di Castronuovo rappresentano i termini di chiusura, da marino a continentale fluviale, dell'intera sequenza sedimentaria. La formazione è caratterizzata da conglomerati a clasti poligenici ed eterometrici, immersi in abbondante matrice sabbioso-limosa, con rare lenti sabbiose di colore giallo ocra. I clasti, di diametro compreso tra 2 e 60 cm (eccezionalmente fino ad 1 m), sono bene arrotondati e costituiti da arenarie silicoclastiche e carbonatiche, calcilutiti, marne, calcari con selce, selci e arenarie quarzose. I conglomerati hanno una tipica colorazione rossastra, presentano una stratificazione indistinta dovuta alla parziale amalgamazione degli strati e poggiano con un contatto brusco sui depositi del sottostante gruppo di Caliandro. Le geometrie deposizionali sono di tipo *onlap* sui margini e para-concordante nelle aree depocentrali, dove il contatto tra le sabbie SGG e i conglomerati appare marcato da blande ondulazioni erosionali (Santerniano).

Sabbie di Aliano (AIA)

Le sabbie di Aliano si presentano come sabbie gialle e sabbie argillose presenti in strati che possono variare da 20 cm ad oltre 10 m con rari livelli sottili ricchi di lamellibranchi e con lenti conglomeratiche. Lo spessore può arrivare fino a 600 m (Pliocene superiore ? - Pleistocene Inferiore).

Conglomerati e sabbie di Guardia Perticara (FGP)

Conglomerati e sabbie di Guardia Perticara sono costituiti da sabbie e conglomerati rossastri, clasti eterogenei ed eterometrici sub-arrotondati, presenti in grossi banchi a stratificazione indistinta. Verso est si interdigitano a sabbie giallastre presenti in strati metrici con sottili lenti di argille siltose. La successione poggia stratigraficamente sui depositi di Caliandro (Pleistocene inferiore – medio).

5.4 COMPLESSO ARGILLOSO [4]

Il complesso argilloso, acquicludo, è costituito in gran prevalenza da argille, argille siltose e sabbie argillose legate principalmente, nelle aree rappresentate, alla trasgressione di riempimento della Avanfossa Bradanica e/o dei bacini intrappenninici. A contatto con i terreni permeabili del complesso sabbioso-conglomeratico, tale complesso rappresenta in genere un limite di permeabilità definito. L'andamento orografico e morfologico del limite di permeabilità condiziona l'ubicazione delle sorgenti alimentate dalle falde circolanti nei terreni del complesso sabbioso-conglomeratico. La

componente della precipitazione che eccede dalla perdita per evapotraspirazione reale si trasforma, pressochè totalmente, in ruscellamento superficiale.

Il Complesso argilloso ha un tipo di permeabilità per porosità e un grado di permeabilità relativa ritenuto **impermeabile**. Il C.I.P. è circa **5 %**.

All'interno di questo complesso sono stati inclusi:

- Argille marnose azzurre (ARM)
- Depositi lacustri di San Lorenzo (argille e silt, DSL)
- Flysch di Gorgoglione – Membro pelitico (FGO3)

Argille marnose azzurre (ARM)

Le argille marnose azzurre affiorano nel settore centro-occidentale dell'area in esame. Esse poggiano in discordanza su diversi termini del substrato. Trattasi di argille marnose, talora siltose, di colore da azzurro a grigio-verde a frattura concoide, a stratificazione indistinta, con abbondanti frammenti di gasteropodi e lamellibranchi di piccole dimensioni. Sono presenti sottili lenti limose e, verso l'alto, frequenti intercalazioni sabbiose giallastre che preludono al passaggio alle sabbie (SGG). Ad ovest, la formazione è troncata in discordanza dai conglomerati pleistocenici (CCN). La formazione costituisce la parte più consistente dei depositi del Bacino di Calvello, dove raggiunge lo spessore massimo di circa 300 m (Pliocene medio – superiore).

Depositi lacustri di San Lorenzo (DSL)

I depositi lacustri di San Lorenzo sono costituiti da argille e silt grigiastri presenti in livelli metrici a cui si alternano strati sottili di sabbie fini, orizzonti di ghiaie calcaree ed arenitiche e, livelli medio-sottili di vulcanoclastiti (area del Fosso San Lorenzo). Lo spessore raggiunge i 250 m (Pleistocene inferiore). Nella zona di Guardia Perticara sono presenti livelli metrici di ghiaie in matrice rossastra alternate ad argille siltose nerastre. Lo spessore in questo settore si riduce ad 80-100 metri.

Membro pelitico (FGO3)

Argille ed argille siltose a foraminiferi planctonici sottilmente stratificate e siltiti laminate. Le peliti, di norma, presentano laminazione parallela a piccola scala, mentre frequente è la laminazione obliqua e/o convoluta nelle siltiti. A più altezze stratigrafiche si rinvencono intercalazioni di conglomerati

disorganizzati in strati metrici, marcatamente lenticolari e con base erosiva. I singoli ciottoli, da centimetrici a decimetrici, sono costituiti da rocce cristalline e, subordinatamente, rocce sedimentarie. A vari livelli sono presenti depositi da frane sin-sedimentarie (debris flow, pebbly mudstone). Le facies sono riferibili ad un ambiente di scarpata –base di scarpata. Lo spessore varia tra 50 m e 100 m nei quadranti meridionali e raggiunge circa 500 metri nella zona di Pietrapertosa (Serravalliano - Tortoniano medio-superiore).

5.5 COMPLESSO MOLASSICO [5]

I terreni appartenenti a questo complesso sono costituiti da depositi terrigeni rappresentati da argille, arenarie e conglomerati da poco a scarsamente cementati, i quali costituiscono piccole strutture idrogeologiche con circolazione idrica sotterranea frazionata in falde idriche modeste per la scarsa estensione delle aree di alimentazione. Le falde idriche sotterranee circolanti in tale complesso danno luogo a numerose sorgenti nel territorio in esame. Essendo caratterizzate da portata medie ampiamente poco significative (< 5 l/s), tali sorgenti assumono un'importanza meramente locale.

Il Complesso molassico ha un tipo di permeabilità per porosità e subordinatamente per fessurazione e un grado di permeabilità relativa **medio**. Il C.I.P. compreso è tra **60 %** e **40 %**.

All'interno di questo complesso sono stati inclusi:

- Sabbie di Difesa Pincia (SGG)
- Conglomerati-sabbie-calcareni del Torrente Racanello (SCN)

Sabbie grigie e gialle di difesa Pincia (SGG)

L'unità litostratigrafica delle Sabbie grigie e gialle di Difesa Pincia include successioni costituite da sabbie quarzose e da sabbie calcaree gialle, a granulometria da media a grossolana, addensate, a luoghi cementate e mal stratificate. I livelli sabbiosi stratigraficamente inferiori presentano, in genere, una struttura massiva e sono scarsamente fossiliferi. Procedendo verso l'alto, le sabbie sono caratterizzate da una stratificazione parallela oppure obliqua a basso angolo. A luoghi, intercalati alle sabbie, si rinvencono corpi lenticolari di conglomerati poligenici ed eterometrici ben cementati, in matrice sabbiosa, organizzati in strati e banchi, talora amalgamati. Le successioni sabbiose poggiano sui conglomerati, sabbie e calcareniti del Torrente Racanello (SCN) ed eteropiche con le argille di

Monticelli (ADB). Verso l'altro, esse sono eteropiche con le argille marnose azzurre del Torrente Sauro (ARM). Per tali motivi, i depositi sabbiosi hanno un'età compresa tra il Pliocene medio ed il Pliocene superiore.

Conglomerati, sabbie e calcareniti del Torrente Racanello (SCN)

Questa unità litostratigrafica è costituita essenzialmente da conglomerati poligenici ad elementi eterometrici, con livelli lenticolari di sabbie e ghiaie mal classate. Sono inoltre presenti clasti di arenarie arcosiche, calcareniti con nummuliti, frammenti di echinidi, milioliti e foraminiferi planctonici, calcitorbiditi con liste di selce, calcilutiti grigio azzurre glauconitiche. quarzoareniti numidiche, calcilutiti e calcareniti con milioliti, peloidi e alghe rosse. Nel suo insieme, il deposito è mal classato, con matrice da prevalente a scarsa, organizzato in livelli di spessore metrico, canalizzati, a base erosiva, talora con intercalazioni sottili di sabbie di colore giallo, a grana fine, più o meno cementate, con piccoli ciottoli arrotondati o, talora, appiattiti. L'unità è costituita, quindi, da due litofacies di ambiente marino marginale; una prevalentemente conglomeratica alla base (Pliocene inferiore), l'altra sabbioso-calcarenitica con rapporti di parziale eteropia con la litofacies conglomeratica.

5.6 COMPLESSO ARENACEO-CONGLOMERATICO [6]

Trattasi di successioni torbiditiche prossimali arenaceo-conglomeratiche. La circolazione idrica sotterranea avviene in falde idriche superficiali circolanti in coltri detritico-colluviali, spesso frazionate, la cui ampiezza spaziale dipende in genere dall'andamento orografico. Il recapito delle falde idriche è, in genere, diretto verso il fondovalle. Le sorgenti alimentate da questi piccoli corpi idrici sono caratterizzate da portate poco significative (< 1 l/s). In alcune aree, la presenza di stratificazioni a carattere litoide potenti fino ad una decina di metri e la scarsa abbondanza d'intercalazioni pelitiche rende possibile una circolazione idrica basale e la formazione di sorgenti maggiormente cospicue (< 5 l/s).

Il Complesso arenaceo-conglomeratico ha un tipo di permeabilità relativa principalmente per fessurazione e, in subordine, per porosità e un grado di permeabilità da **medio a scarso**. Il C.I.P. è circa **40 %**.

All'interno di questo complesso sono stati inclusi:

- Conglomerati e sabbie di Accettura (ATT)
- Flysch di Gorgoglione – Membro arenaceo argilloso (FGO1)
- Flysch di Gorgoglione – Membro arenaceo conglomeratico (FGO2)

Conglomerati e sabbie di Accettura (ATT)

Sabbie, calcareniti ed arenarie di colore giallo con intercalazioni lenticolari di argille sabbiose contenenti rari foraminiferi. Le calcareniti sono composte da clasti, talvolta bioclasti, grossolani; raramente presentano una laminazione incrociata, con intercalazioni di sottili livelli pelitici, più frequenti nella parte alta della formazione. La successione alla base, per uno spessore variabile tra 10 metri e 20 metri, è costituita a luoghi da conglomerati poligenici ed eterometrici ad elementi arrotondati, a volte appiattiti, di dimensioni decimetriche, talora immersi in matrice sabbiosa rossa, organizzati in livelli lenticolari spessi 1,5-2m, mal classati, massivi, talora con base erosiva. Le caratteristiche di facies sono riferibili ad ambiente di piana alluvionale che evolve ad ambiente di spiaggia da emersa a sommersa. Lo spessore varia tra 10 m e 60 metri (Pliocene inferiore).

Flysch di Gorgoglione (FGO)

La successione del Flysch di Gorgoglione è costituita da una fitta alternanza di arenarie torbiditiche, siltiti ed argille siltose grigio azzurre. A varie altezze stratigrafiche, si rinvencono intercalazioni di conglomerati in strati e banchi. La parte alta della successione è costituita da argille ed argille marnose a foraminiferi planctonici, siltiti laminate, con intercalazioni di arenarie a grana fine e conglomerati canalizzati. Lo spessore massimo del flysch di Gorgoglione è di circa 1.500 metri (Langhiano - Tortonianiano medio-superiore).

Membro arenaceo-argilloso (FGO1)

Fitta alternanza di argille ed argille siltose di colore grigioverde con intercalazioni di arenarie arcose a grana fine, laminate con sequenze di Bouma Td – Td-e, in strati spessi 5-15 cm. Lo spessore affiorante massimo è di circa 50 metri. Questi depositi poggiano in discordanza angolare sulle peliti del Gruppo delle Argille Variegate e costituiscono la base della formazione (Langhiano).

Membro arenaceo-conglomeratico (FGO2)

Fitta alternanza di arenarie torbiditiche, siltiti ed argille siltose grigio-azzurre, giallastre se alterate. Le arenarie, a grana media e grossa, si presentano in strati decimetrici, talora amalgamati, con sequenze Ta-c, Tb-d di Bouma; la base degli strati è caratterizzata da flute casts, deformazioni da carico e da bioturbazioni. A varie altezze stratigrafiche intercalazioni di conglomerati in strati e banchi, spesso amalgamati, ad elementi costituiti da rocce cristalline, calcari, diaspri ed arenarie, disorganizzati o gradati, che costituiscono corpi di spessore variabile da alcune decine di metri fino a 150 metri (Castelmezzano). La base degli strati, spesso erosiva, è sovente marcata da vistosi sciami di ciottoli d'argilla. Associate a tali depositi si rinvengono arenarie a grana grossa e micro-conglomerati gradati in strati da metrici a decimetrici. Le facies sono indicative di un ambiente di conoide sottomarina che evolve ad un ambiente di base di scarpata. Lo spessore massimo è di circa 800-1000 metri (dorsale Pietrapertosa - Castelmezzano) (Langhiano-Serravalliano).

5.7 COMPLESSO ARENACEO-CALCARENITICO-PELITICO [7]

Succezioni torbiditiche da distali a prossimali, costituite da alternanze ritmiche arenaceo-pelitiche, calcareo pelitiche e, subordinatamente, conglomeratiche e calcareo marnose. La presenza d'intercalazioni pelitiche rende possibile la formazione di una modesta circolazione idrica sotterranea nella coltre di alterazione superficiale. Laddove esiste un assetto giaciturale e/o strutturale favorevole, si può instaurare una circolazione idrica relativamente più profonda.

Il complesso ha un tipo di permeabilità per fessurazione e porosità e un grado di permeabilità **scarso** (localmente **medio**). Il C.I.P. è compreso tra **30 %** e **10 %**.

All'interno di questo complesso è stato incluso il Flysch Numidico (FYN)-

Flysch Numidico (FYN)

Quarzo-areniti di colore grigio, con patine di alterazione gialle, a granulometria da media a fine, in strati spessi 30-50 cm, o a granulometria da media a grossolana, in banchi spessi fino a 2 metri. Gli strati si presentano massivi, oppure mostrano gli intervalli Ta-c, Tb-c della sequenza di Bouma. Talora sono presenti strutture da "water escape", sciami di ciottoli di argilla e controimpronte di corrente. Alle quarzoareniti si intercalano argille siltose grigio-verdi, in livelli spessi fino a 40 cm. Le facies sono

caratteristiche di un ambiente pelagico a sedimentazione torbidity. Lo spessore presenta una accentuata variabilità con valori compresi tra 50 metri e circa 400 metri. (Burdigaliano Superiore - Langhiano Inferiore).

5.8 COMPLESSO SILICO-MARNOSO [8]

Il Complesso è costituito dai termini della Formazione degli Scisti Silicei e del Flysch Galestrino. Trattasi di arenarie e argille; diaspri, radiolariti e argilliti selicifere; calcilutiti, marne e siltiti. La frequente presenza di intercalazioni pelitiche e marnose rende possibile solo una scarsa circolazione idrica sotterranea limitata, prevalentemente, alla porzione superficiale dell'ammasso roccioso. Tale circolazione può essere sensibilmente più cospicua all'interno degli orizzonti in cui le intercalazioni pelitiche sono meno abbondanti. Tale complesso costituisce, di frequente, l'elemento caratterizzante la circolazione idrica sotterranea in quanto a contatto con la Formazione del Calcari con Selce; questo determina la formazione di un limite di permeabilità il cui andamento plano-altimetrico concentra il deflusso sotterraneo in "punti" sorgenti caratterizzati da portate importanti. Tali fenomeni sono rilevati in aree contigue a quella di studio (Monti Volturino-Calvelluzzo, Monte Sirino, ecc.).

I terreni appartenenti a questo complesso idrogeologico possiedono un tipo di permeabilità per fessurazione e porosità ed un grado di permeabilità da **scarso** ad **impermeabile** (a luoghi **medio**). Il C.I.P. compreso è tra **40%** e **10 %**.

All'interno di questo complesso sono stati inclusi:

- Scisti Silicei (STS)
- Flysch Galestrino (FYG)

Scisti Silicei (STS)

Gli Scisti Silicei hanno spessore fino a 130 m circa, affiorano al nucleo di anticlinali di rampa ed alla base di monoclinali sovrascorse dalla falda sicilide. Trattasi di una monotona alternanza di argilliti fissili e siltiti fini silicee, di colore rosso prevalente o bruno tabacco, nella porzione inferiore, la quale evolve verso l'alto a facies tipo "black shales". Questa formazione è parzialmente coeva del Flysch Galestrino e, talvolta, il passaggio verso l'alto avviene direttamente con la formazione di Monte Malomo. Ove presente il Flysch Galestrino, il passaggio ad esso è graduale e caratterizzato

dall'infittirsi dell'alternanza argillitica bruna e calcareo-silicifera grigiastra, i quali consistono in pelagiti bacinali con risedimenti di carbonati silicizzati. Lo spessore complessivo della formazione è difficilmente valutabile a causa dell'intensa tettonizzazione e ripetizione, ma non dovrebbe essere maggiore di circa 250 m (Turoniano).

Flysch Galestrino (FYG)

La formazione è costituita da un'alternanza di argilliti, marne siltose, calcilutiti e calcari marnosi siliciferi con rare brecciole calcaree gradate e calcareniti intraclastiche a grana medio-fine. Le argilliti, più o meno silicifere, hanno colore grigio plumbeo e costituiscono interstrati e strati fino a parecchi metri di spessore, prevalendo, localmente, sulle altre componenti litiche. Si presentano finemente laminate ed a fitta fessurazione prismatica. I campioni relativi a questa litofacies sono sempre risultati sterili. Le marne siltose di colore bianco o grigiastro più raramente bruno-rossastro, sono in strati da medi a molto spessi e finemente gradati alla base. Le calcilutiti e i calcari marnosi, in strati da decimetrici a 2 m, hanno colore grigio e bruno-rosato, presentano una fessurazione prismatica e interlaminazioni oblique e parallele. La continuità laterale di questi terreni è costantemente disturbata ed interrotta per tettonica; l'assetto è estremamente caotico. Lo spessore varia da 0 a 300 m ed è probabile che la formazione sia lateralmente sostituita da argilliti silicee, cartografate come parte alta degli Scisti Silicei. Trattasi di pelagiti bacinali carbonatiche e pelitiche in alternanza ciclica, con intercalati risedimenti di piattaforma, caratterizzati da persistenza laterale e da strati tabulari continui (Cretaceo inferiore).

5.9 COMPLESSO ARGILLOSO- CALCAREO [9]

Complesso a prevalente composizione argillitica, di colorazione caratteristicamente variegata, con termini litoidi prevalentemente calcarei e calcareo-marnosi, inglobati caoticamente (Argille Varicolori, Formazione di M.te Sant'Arcangelo, Argille del T. Serrapotamo). I termini litologici equivalenti sono presenti in sequenze meno caotiche nei termini argillosi del Flysch Rosso, della Formazione di Monte Malomo, e del Flysch di Albidona. In seguito al loro comportamento plastico, questi terreni si ritrovano nei bassi topografici, dove possono costituire la cintura impermeabile di strutture idrogeologiche carbonatiche adiacenti. L'eterogeneità litologica che caratterizza i terreni appartenenti a questo complesso idrogeologico evidenziata dalla coesistenza di termini, prevalenti, a forte componente argillosa con termini lapidei fa acquisire una permeabilità per porosità nei termini

argillitici e per fessurazione in quelli lapidei. L'assetto strutturalmente complesso, le alternanze tra i termini suddetti e la sovrapposizione spesso caotica che causa una diffusa presenza di terreni argillosi determinano una permeabilità scarsa se non nulla.

Il grado di permeabilità complessivo è quindi **medio-scarso** (nelle porzioni lapidee) ed **impermeabile** (porzioni argillitiche). Il C.I.P. è compreso tra **20%** e **5%**.

All'interno di questo complesso sono stati inclusi:

- Tufiti di Tusa (TUT)
- Argille scagliose varicolori (AV)
- Formazione di Monte Sant'Arcangelo o Formazione di Corleto Perticara (FMS o CPA)
- Flysch Rosso (FYR)
- Flysch di Albidona (ABD)
- FMM= Formazione di Monte Malomo (Unità Lagonegresi)
- Argille del Torrente Serrapotamo (ABQ)

Tufiti di Tusa (TUT)

Le Tufiti di Tusa sono principalmente vulcanoareniti ad alto contenuto micaceo contenenti inoltre frammenti di plagioclasti di tipo andesitico. Esse poggiano stratigraficamente sulle Argille Varicolori Superiori. La formazione affiora estesamente, anche se in modo discontinuo, nel settore centro occidentale dell'area in esame ed è caratterizzata da due litofacies eteropiche. La litofacies arenaceo-argilloso-calcareo è prevalente. Essa è costituita da un'alternanza di arenarie micacee grigio-verdi, generalmente poco cementate, in strati di 15-40 cm fino a banchi di 1-2 m con interstrati sottili argilloso-siltoso-marnosi e, subordinatamente, da calcari marnosi biancastri e di calcareniti. Lo spessore della litofacies varia da pochi metri a 200 m. La litofacies arenaceo-marnosa è costituita da un'alternanza di argille ed argille marnose di colore grigio-verde in strati sottili, marne biancastre in strati di spessore variabile ed arenarie torbiditiche quarzoso-micacee. La formazione ha assetto caotico e spessore variabile da pochi metri fino a 150 m. Si tratta di torbiditi silicoclastiche e carbonatiche di ambiente marino profondo associate a depositi da colata di detrito e da scivolamento in massa (Oligocene superiore - Miocene inferiore).

Argille Varicolori (AV)

Complesso caotico ed eterogeneo, intensamente tettonizzato, caratterizzato da una litofacies argillitica con all'interno lembi di successioni calcaree ed arenitiche, olistoliti calcarei e con sporadici livelli sottili di arenarie fini e siltiti manganesifere, calcareniti e calcilutiti. La componente pelitica è costituita da argille grigie, verdi e rosse, estremamente caotiche e scagliettate, contenenti livelli di diaspri varicolori in strati molto sottili e discontinui e pezzame litoide vulcanogenico. Lo spessore non è valutabile per l'intensa tettonizzazione (Cretaceo superiore - Miocene inferiore).

Formazione di Monte Sant'Arcangelo (FMS) o Formazione di Corleto Perticara (CPA)

Trattasi di un'alternanza di calcari marnosi grigio-biancastri, a frattura concoide ed in strati da sottili a bancate, argille grigio-verdi o rosse, più o meno marnose, in intervalli di spessore variabile fino a pochi metri e, subordinatamente, arenarie carbonatiche grossolane in strati medio-sottili, calcareniti fini, calcilutiti grigio-biancastre a frattura prismatica ed arenarie in strati medio-sottili. La formazione poggia con un contatto di tipo stratigrafico sul Gruppo delle Argille Variegate con un passaggio graduale. Differentemente, i rapporti con le sovrastanti Tufiti di Tusa sono, in parte, eteropici. Lo spessore rilevabile sul terreno è compreso tra 30 metri e circa 80 metri (Eocene superiore - Miocene inferiore).

Flysch di Albidona (ABD)

Tale formazione affiora in modo discontinuo nel settore centro occidentale dell'area in esame, dove mostra uno spiccato carattere torbiditico in quanto costituita da un intervallo caotico contenente diffusi elementi poligenici. Fuori dall'area di studio, si rinviene al di sopra di esso un'alternanza marnoso-arenacea con banchi di marne calcaree. L'intera successione forma quindi un sistema torbiditico emipelagico depositato in bacino profondo caratterizzato da *slumping*. In particolare, il membro caotico è costituito da una frazione pelitica di colore bruno, talora grigio plumbeo, con calcari e calcilutiti a frattura prismatica di colore avana. Ingloba olistoliti eterometrici di calcari mesozoici biocostruiti, massivi, parzialmente dolomitizzati. Lo spessore, difficilmente valutabile per caoticità e/o tettonica, varia da 0 a circa 200 m (Cretaceo-Miocene inferiore).

Formazione di Monte Malomo (FMM) o Flysch Rosso

Trattasi di un'alternanza di argilliti e marne argillose grigio-verdastre in strati di 5-30 cm, marne e calcilutiti grigio- biancastre a frattura concoide, argilliti silicifere nerastre, calciruditi e calcareniti biodetritiche. La formazione affiora in continuità sul Flysch Galestrino. Il passaggio alle soprastanti argilliti ABQ è netto e concordante. Lo spessore della formazione in affioramento è estremamente variabile, fino a 350 m (Cretaceo superiore-Oligocene.).

Argilliti del Torrente Serrapòtamo (ABQ)

Questa formazione rappresenta il termine apicale della successione tettono-stratigrafica denominata Lagonegro II. Essa affiora prevalentemente in continuità sulla formazione di Monte Malomo (FMM) o, più eccezionalmente, direttamente sugli Scisti Silicei (STS) con contatti di tipo tettonico. Trattasi di una successione di argilliti brune, argille marnose e marne rosse e verdi prevalenti, scagliettate e in strati sottili, con rare e sottili intercalazioni di areniti fini quarzose, di calcareniti bioclastiche di colore grigio scuro al taglio, brune all'alterazione e di arcosi più frequenti nella parte alta. Ingloba olistoliti carbonatici mesozoici massivi, bianco-grigiastri e blocchi calcareo-marnosi bianco-rossastri e da calcari clastici. Spessore fino a 100 m (Oligocene superiore).

6 ASSETTO GEOLOGICO STRUTTURALE

Come descritto nel Capitolo 3, l'assetto geologico-strutturale della catena sud appenninica è caratterizzato da *thrust* aventi una geometria solitamente di tipo “*ramp-flat-ramp*” (Mostardini & Merlini, 1986) sovrapposti a sistemi profondi di tipo *duplex* che coinvolgono anche la Piattaforma Apula sepolta (Cello & Nur, 1988; Patacca & Scandone, 1989; Carbone et alii, 1988). Infatti, secondo quanto riportato negli ultimi anni da alcuni autori (Mazzoli et alii, 2000; Shiner et alii, 2004), all'interno della catena a pieghe e sovrascorrimenti dell'Appennino meridionale coesistono strutture che coinvolgono il basamento (*thick-skin tectonics*) ed altre che, invece, interessano solo le coperture sedimentarie (*thin-skin tectonics*). All'interno del territorio lucano, la catena appenninica è costituita da una serie di unità tettoniche impilate le une sulle altre, caratterizzate da un senso di trasporto verso i quadranti orientali (Fig. 6.1). Tali unità derivano dalla deformazione di preesistenti domini paleogeografici, ovvero piattaforme carbonatiche e bacini pelagici, formatisi durante le fasi di distensione mesozoiche e facenti parte del margine meridionale tetideo (Ogniben, 1969; D'argenio et alii, 1973; Amodio-Morelli et alii, 1976; Patacca & Scandone, 1989; Boccaletti et alii, 1990).

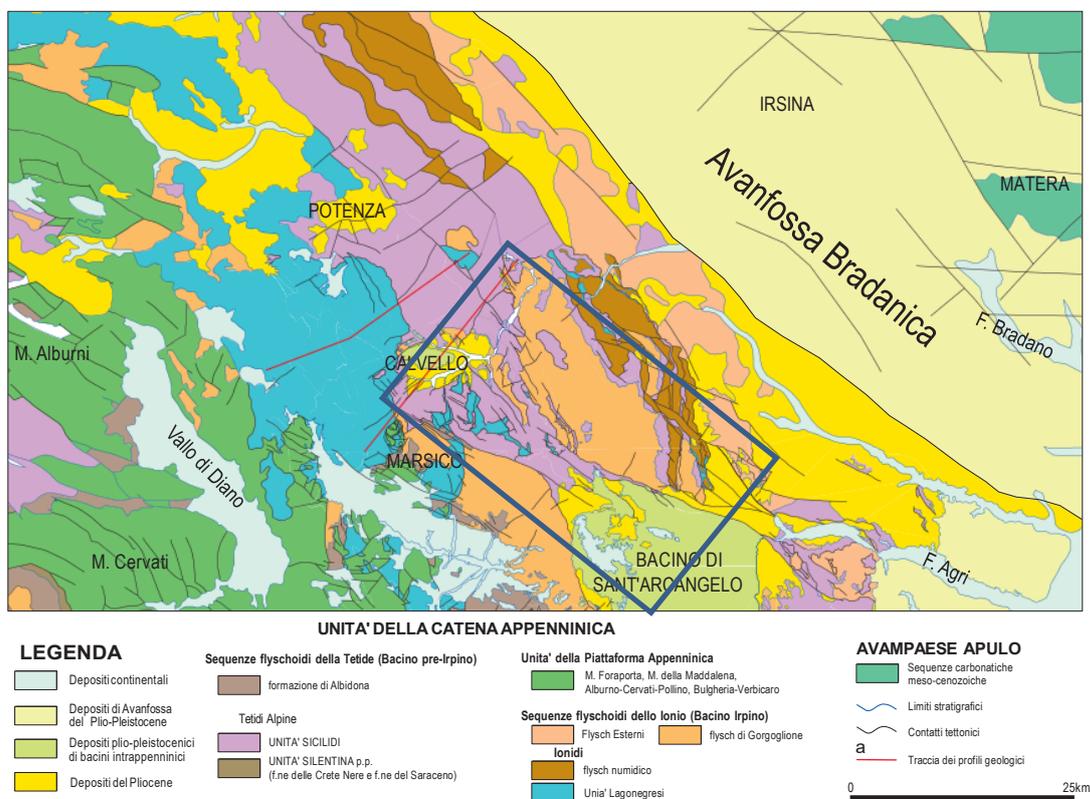


Figura 6.1 - Schema strutturale dell'Appennino meridionale nel settore campano-lucano-pugliese (modificato da Lentini et alii, 2003; Note illustrative Progetto CARG, Foglio Marsico Nuovo).

Nell'area di studio sono presenti depositi continentali, depositi di avanfossa Plio-pleistocenica, depositi dei bacini satelliti intramontani, depositi pliocenici e le unità appartenenti alla Catena Appenninica s.s. (Fig. 6.2). Al di sotto della catena s.s., le stratigrafie dei pozzi realizzati per l'esplorazione petrolifera hanno evidenziato una serie di culminazioni dell'edificio apulo sepolto, le quali risultano essere allineate secondo l'attuale linea assiale della catena (Alto di Tempa del Vento-Costa Molina; Mostardini & Merlini, 1986; Lentini et alii, 1996). Le stratigrafie dei pozzi perforati nelle aree più occidentali dell'area di studio mostrano la presenza di un orizzonte fliscioide miocenico alloctono al tetto dei livelli supra-miocenici dei carbonati apuli, su cui poggiano resti di successioni lagonegresi mesozoiche prive delle relative coperture terziarie ampiamente scollate. Si nota, infatti, come le successioni carbonatiche della Piattaforma Appenninica e le sovrastanti unità caotiche tetidee (Unità Sicilidi) ricoprono tettonicamente gli orizzonti infra-cretacici (Flysch Galestrino) o giurassici (Scisti Silicei) lagonegresi. L'edificio alloctono comprende, in posizione strutturale più elevata, le coperture discordanti del Miocene inferiore-medio, rappresentate dalla formazione di Albidona e dal Flysch di Gorgoglione, che hanno partecipato solidalmente al substrato, a partire dal Miocene superiore, alle ultime fasi del trasporto orogenico (Fig. 6.2).

Nelle aree esterne dell'edificio a falde, la successione attraversata dai pozzi è invece composta da embrici delle coperture mioceniche scollate, grazie a contatti tettonici sempre più recenti in profondità, formanti la tipica geometria del cuneo di accrezione. In queste aree, al tetto di orizzonti pliocenici sovrastanti i carbonati apuli, si riconosce un primo orizzonte terrigeno di età Miocene medio-superiore, costituito dai Flysch Esterni (Ogniben et alii, 1975; Lentini, 1979), su cui giace un orizzonte formato da embrici di successioni terrigene dell'Oligocene superiore e del Miocene inferiore-medio (Fig. 6.2). Queste successioni sono caratterizzate da un livello basale ad affinità lagonegrese, riconducibile alla formazione di Monte Malomo (in gran parte equivalente al Flysch Rosso), la quale rappresenta un orizzonte di scollamento. Verso l'alto, si ritrovano il Flysch Numidico (Ogniben, 1969a) e le marne arenacee di Serra Cortina (Lentini & Vezzani, 1974; Lentini, 1979; Carbone et alii, 1987). Sul cuneo alloctono, in posizione strutturale più elevata, si rinvengono due distinte coltri sicilidi separate dal Flysch di Gorgoglione del Miocene medio, le quali poggiano su orizzonti sicilidi ricoprenti livelli burdigaliani del flysch numidico ed è, a sua volta, ricoperta da una coltre caotica in appoggio sui livelli sommitali serravalliani (Carbone et alii, 1991). Nel complesso, i livelli medio-miocenici discordanti al tetto del Flysch Numidico come il Flysch di Gorgoglione, le marne arenacee di Serra Cortina ed i Flysch Esterni costituiscono le cosiddette Unità Iripine di Cocco et alii (1972),

riferite all'originaria avanfossa del Miocene medio-superiore (Bacino Irpino) ed, in parte, ai relativi bacini satellite sospesi sulle coltri sicilidi (Fig. 6.2).

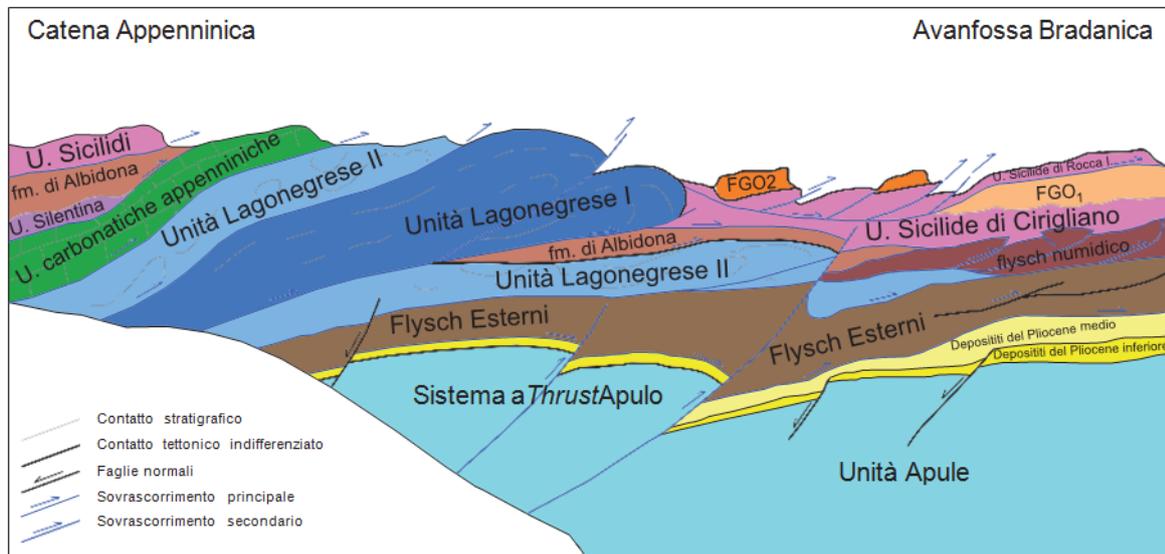


Figura 6.2 - Schema dei rapporti tra le unità tettoniche riconosciute nel settore Catena-Avanfossa dell'Appennino lucano. La catena Appenninica è sovrapposta ai livelli del Pliocene inferiore e, più ad oriente, del Pliocene medio al tetto delle Unità Apule costituenti il Sistema a *thrust* Apulo e l'Avanfossa Bradanica. In catena, le successioni mesozoiche sono rappresentate dalle due unità bacinali lagonegresi e dalle unità carbonatiche appenniniche. Le coperture terrigene terziarie hanno subito un generale e ripetuto scollamento, formando un cuneo sedimentario esterno caratterizzato da contatti tettonici di età compresa tra il Langhiano ed il Pliocene medio. Le unità interne Sicilidi sono costituite da successioni bacinali separate dalla Formazione di Albidona, la quale è stata originariamente deposta all'interno del paleobacino di avanfossa ("Bacino pre-Irpino") nel Oligocene-Miocene inferiore. Attualmente la formazione di Albidona si rinviene ampiamente scollata in "sostituzione" del coevo Flysch Numidico. Il Flysch di Gorgoglione poggia sulle Unità Sicilidi e si è sedimentato nel "Bacino Irpino" durante il Miocene superiore. Il breaching dell'Unità Lagonegrese I in sovrascorrimento sull'Unità Lagonegrese II è da imputare al trasporto tettonico sulle Unità Apule e si inquadra in una generale inversione delle originarie posizioni. La schema mostrato in figura riporta anche la presenza di depositi terziari originariamente depositi all'interno del "Bacino Irpino" (Flysch Esterni), da altri autori interpretati come melange tettonico, che occupano attualmente la posizione più profonda della pila tettonica determinando un orizzonte potente e continuo che sigilla la Piattaforma Apula interna.

Come già illustrato in precedenza, il settore lucano dell'appennino meridionale include quindi unità alloctone derivanti dalla deformazione delle successioni terrigene interne del Complesso Sicilide, della piattaforma carbonatica Campano-lucana e delle successioni pelagiche deposte all'interno del Bacino di Lagonegro, le quali si sovrappongono ai depositi Miocenici e Pleistocenici depositi all'interno di bacini di *thrust-top* e di avanfossa (Scandone, 1972; D'Argenio et alii, 1973; Pescatore, 1978; Mostardini & Merlini, 1986; Cinque et alii, 1993; Cello & Mazzoli, 1999). Quest'ultime risultano essere completamente scollate dal loro substrato originario e trasportate, insieme ai sedimenti di avanfossa miocenici, al di sopra dei carbonati di avampaese della Piattaforma Apula costituita da circa 6-7 km di carbonati di mare poco profondo del Mesozoico-Terziario stratigraficamente coperti da

depositi marini del Messiniano e/o da depositi Pliocenici terrigeni (Fig. 6.2). La Piattaforma Apula è stata anch'essa parzialmente coinvolta nella strutturazione della catena (*buried Apulian belt*, Mazzoli et alii, 2000), determinando il parziale sovrascorrimento della porzione occidentale (Piattaforma Apula interna) su quella orientale (Piattaforma Apula esterna) lungo una zona di contatto a basso angolo.

L'area di studio ricade quindi in un settore chiave della catena appenninica, all'interno del quale affiorano sia il fronte delle coltri superficiali alloctone che le unità strutturalmente più profonde della catena sud Appenninica. L'area è stata profondamente modellata da una tettonogenesi associata a campi di sforzo compressivi e trascorrenti, mentre relativamente meno importanti sono gli effetti del campo di sforzi distensivo. Le strutture plicative presentano mediamente un'orientazione principale NNO-SSE ed interessano i terreni lagonegresi, il Flysch di Gorgoglione (Cavalcante et alii, 2015) e quelli del gruppo di Caliendo. Tali strutture plicative possono essere collegate ai sovrascorrimenti con vergenza orientale, caratterizzati da un direzione di trasporto verso oriente. La geometria arcuata in pianta dei sovrascorrimenti non permette una semplice deduzione del campo di sforzi che ha prodotto tale deformazione contrazionale. Tale configurazione è ulteriormente complicata dalla presenza di *back-thrust* che hanno in parte dislocato i precedenti contatti tettonici obliterandone le geometrie originali. Purtuttavia, sulla base dell'orientazioni di strutture plicative e sovrascorrimenti, è però possibile ipotizzare un campo di sforzi caratterizzato da un $\sigma_{h_{max}}$ E-O fino a ENE-OSO.

Purtuttavia, le suddette strutture plicative possono anche essere compatibili anche con le faglie trascorrenti sinistre ESE-ONO (es. faglia di Scorciabuoi), anch'esse associate ad un campo di sforzi caratterizzato da un $\sigma_{h_{max}}$ circa E-O. Le faglie trascorrenti e trassensive sinistre, orientate da N110° a N140°, e il sistema antitetico destro orientato mediamente N50°, dislocano l'intero edificio a pieghe e sovrascorrimenti, determinando a loro volta deformazioni contrazionali durante il Pleistocene medio. E' plausibile che la tettonica trascorrente che ha caratterizzato questo settore della catena sud appenninica abbia parzialmente riattivato alcune delle strutture tettoniche pre-esistenti. Purtuttavia, è possibile osservare come la deformazione associata ad una tettonica trascorrente abbia prodotto locali fenomeni di traspressione, con la formazione di strutture a fiore positive caratterizzate da *thrust* di piccole dimensioni localizzati nel quadrante contrazionale delle singole strutture trascorrenti.

Le strutture di tipo distensivo, faglie normali ad alto angolo, sono principalmente orientate in prevalenza NO-SE e, subordinatamente, circa NE-SO. Le prime possono essere interpretate come la risposta superficiale ad un regime tettonico distensivo che attualmente interessa questo settore di catena, caratterizzato da un campo di sforzi con un $\sigma_{h_{max}}$ circa NO-SO. Tale configurazione del campo di stress è stato definito nel recente passato per tutto il settore centro-meridionale della catena

Appenninica sulla base dei *borehole breakouts* e dei meccanismi focali dei terremoti caratterizzati da profondità ipocentrali di circa 8-10 km (Montone et alii, 2004).

Analizzando in dettaglio la geometria del settore di catena affiorante, nel settore centrale dell'area di studio l'architettura dell'edificio orogenico è piuttosto complessa. I sovrascorrimenti hanno coinvolto i livelli strutturali più pellicolari della catena e, successivamente, sono stati parzialmente interessati dai sovrascorrimenti tardivi che, interessando i livelli strutturali più profondi, hanno determinato locali fenomeni di reimbricazione (*breaching*) delle coltri alloctone. Attraverso tali modalità, le successioni più profonde ed antiche dell'Unità Tettonica di Stigliano-Acettura sono state tettonicamente sovrapposte alle successioni del Flysch di Gorgoglione dell'Unità Tettonica di Albano-Castelmezzano (Figs. 6.3, 6.4). Tale architettura è stata ulteriormente interessata dalla tettonica trascorrente, che ha determinato la giustapposizione laterale di livelli differenti della coltre apicale della pila tettonica. Per quanto riguarda i due membri del Flysch di Gorgoglione affioranti nell'area di studio, il primo (FGO1), in posizione geometrica più profonda, affiora estesamente lungo la dorsale del Caperrino e, marginalmente, all'interno di una finestra tettonica a SE della stessa. Il membro FGO2 del Flysch di Gorgoglione comprende i corpi conglomeratici a carattere prossimale interposti tra le coltri sicilidi ed i depositi pliocenici.

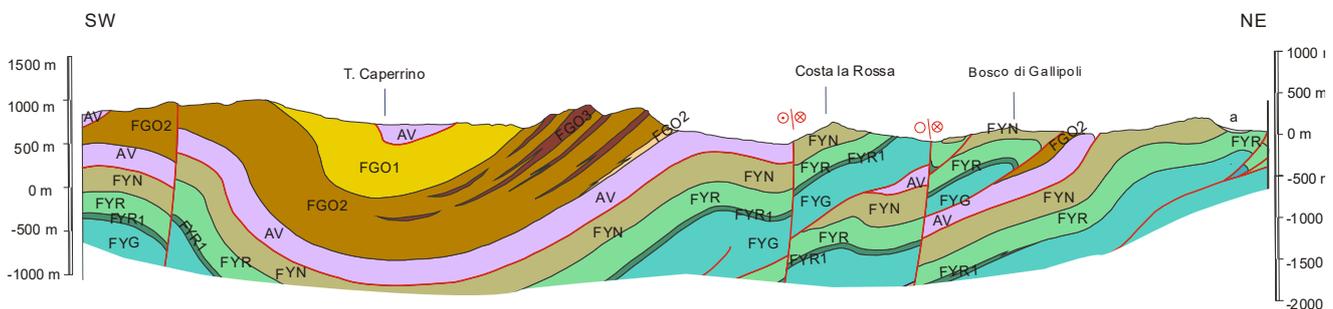


Figura 6.3 - Sezione geologica che attraversa il settore centrale dell'area di studio (vedi allegato III, sezione B-B').

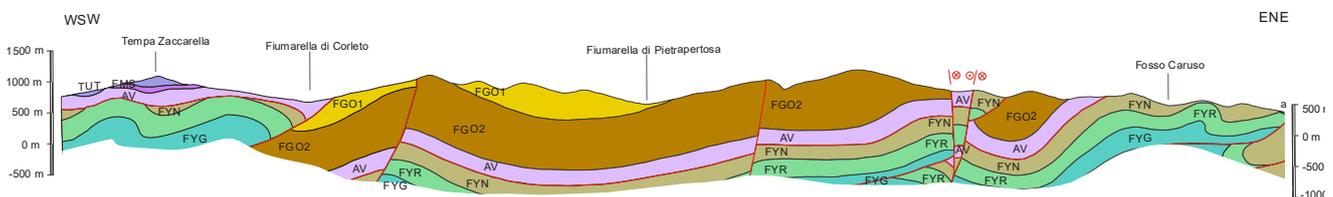


Figura 6.4 - Sezione geologica che attraversa settore centrale dell'area di studio (vedi allegato III, sezione C-C').

Nel settore occidentale dell'area in esame, affiorano in prevalenza le coltri sicilidi, le quali formano unità tettoniche sovrapposte ed ampiamente scollate rispetto ai substrati originari (Fig. 6.2). Possono essere avvenuti fenomeni di "sostituzione di copertura", come si evince dall'analisi della formazione di Albidona, la quale ricoprendo le unità lagonegresi ha sostituito le originarie coperture numidiche. In

questo stesso settore affiorano anche sequenze lagonegresi, generalmente limitate solo agli orizzonti cretacico-oligocenici, interrotte dalla sovrapposizione delle unità sicilidi. Le unità lagonegresi rappresentano delle culminazioni dell'edificio a pieghe e sovrascorrimenti al di sopra del "buried apulian belt". Le modalità deformative di quest'ultimo elemento, come riportato nel Capitolo 3, hanno influito sull'avanzamento delle coltri alloctone, con una riattivazione dei contatti tettonici pre-esistenti che hanno portato ad una sostanziale modifica degli originari rapporti paleogeografici. I suddetti termini, in origine, precedevano la sedimentazione del Flysch Numidico, oggi rinvenibile nelle aree più orientali, come dimostra la presenza alla base numidica di argilliti rosse e di intervalli bruni correlabili con il tetto delle successioni lagonegresi. Le unità sicilidi hanno subito un trasporto al di sopra delle unità lagonegresi, accompagnato da uno scollamento degli elementi apicali di queste ultime. Pertanto le unità sicilidi poggiano sugli intervalli oligocenici, così come sugli orizzonti numidici ascrivibili al Langhiano nelle porzioni orientali dell'area di studio. Lungo il margine nord-occidentale dell'area di studio affiora la porzione orientale del bacino di Calvello (Fig. 6.5). Trattasi di una successione sedimentaria pliocenica poggiante sui termini peliti delle argille varicolori, le quali hanno quindi formato il substrato sul quale si è importato il bacino sedimentario pliocenico.

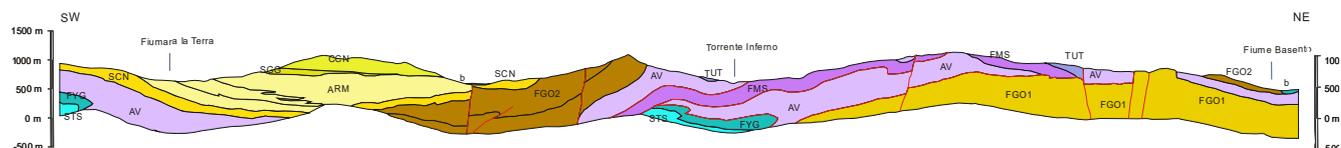


Figura 6.5 - Sezione geologica che attraversa il Bacino di Calvello (vedi allegato III, sezione A-A').

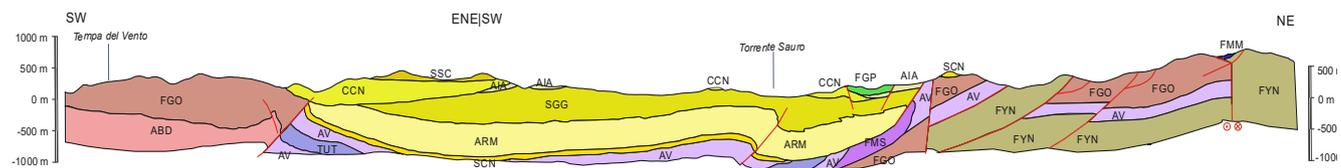


Figura 6.6 - Sezione geologica che attraversa il settore occidentale del Bacino di Sant'Arcangelo (vedi allegato III, sezione D-D').

Nella parte meridionale dell'area di studio le formazioni terrigene, scollate e traslate senza i relativi substrati mesozoici rimasti arretrati, compongono gran parte della pila tettonica apicale. Evidenze di scollamenti di minore entità sono inoltre riconoscibili anche alla base delle coperture mioceniche rimaste solidali sulle unità più interne. I relativi contatti sono riportati in carta come contatti tettonici indifferenziati. In questa tipologia di limite rientrano anche i contatti che delimitano i blocchi immersi all'interno di mélanges tettonici. Si riconoscono anche *back-thrust* di dimensioni ridotte, mentre a tergo dei sistemi a *thrust* principali si originano numerose faglie normali ad alto angolo. Lungo la porzione sud-orientale dell'area di studio affiora il settore occidentale del Bacino di Sant'Arcangelo (Fig. 6.6).

Esso è delimitato a nord dalla Faglia Scuorciabuoi, mentre a ovest dal sovrascorrimento radicato all'interno del Flysch di Gorgoglione. Tale contatto di sovrascorrimento è ricoperto in discordanza dai conglomerati di Castronuovo, i quali postdatano l'attività del sovrascorrimento.

7 ASSETTO IDROGEOLOGICO

Alla luce delle finalità principali dello studio e dei risultati dell'analisi geologico-strutturale ed idrogeologica del settore di catena, vengono discusse le possibili connessioni idrauliche tra i diversi complessi idrogeologici individuati. Viene inoltre discussa la possibilità di connessione idraulica delle falde idriche sotterranee eventualmente presenti all'interno dei singoli Complessi Idrogeologici da parte dei lineamenti strutturali di tipo fragile (faglie). Tali zone di faglia possono essere caratterizzate dalla presenza di volumi significativi di roccia fratturata e frammentata, denominate *damage zone*, che includono porzioni più o meno lateralmente discontinue di rocce di faglia associate ai principali piani di taglio, denominate *fault core*, come generalmente documentato in Appennino centro-meridionale (Agosta & Aydin, 2006; Antonellini et alii, 2008; Aydin et alii, 2010; Demurtas et alii, 2016; Smeraglia et alii, 2016; Ferraro et alii, 2018). Le *damage zone* hanno sempre spessori variabili all'interno delle singole zone di faglia e, perlopiù, vengono considerate particolarmente conduttive nei confronti dei fluidi superficiali che le attraversano quando dissecano rocce a bassa porosità e particolarmente coese (Bense et alii, 2013). Differentemente, i *fault core* sono formati da rocce cataclastiche poco porose e con valori molto bassi di permeabilità intrinseca (Agosta et alii, 2007; Bense et alii, 2013) e, quindi, hanno un effetto tamponante nei confronti dei geofluidi che circolano in direzione perpendicolare ad esse. Considerando che lo spessore massimo di *damage zone* e *fault core* è, solitamente, riscontrato nelle porzioni centrali delle zone di faglia e che, inoltre, queste risultano essere proporzionali a ca. 10^{-2} (*damage zone*) e 10^{-4} (*fault core*) del valore del massimo rigetto (Scholz, 2002), per poi diminuire progressivamente verso le terminazioni laterali delle faglie, è plausibile ritenere le zone faglia ad alto angolo come formanti dei condotti idraulici singoli o multipli (Caine et alii, 1996).

Nell'area in esame, sono stati individuati nove Complessi Idrogeologici (CI) principali. Questi sono ubicati in modo eterogeneo, risultano essere costituiti da litotipi caratterizzati da proprietà idrauliche omogenee ed assumono spessori ed estensioni variabili in relazione alla complessità dell'edificio a falde di ricoprimento. In particolare, all'interno dell'area di studio, estesa circa 860 km², una buona parte è caratterizzata dai complessi idrogeologici arenaceo-conglomeratico e argilloso-calcareo.

Il Complesso Idrogeologico arenaceo-conglomeratico [6] si estende su due porzioni principali, la prima della quale ricade nel settore centrale dell'area di studio ed ha una forma ovale con assi di lunghezza ca. 30 Km e 9 Km ed una superficie totale di ca. 220 Km².

All'interno di essa, si rinviene una vasta area costituita dai termini pelitici della Formazione Gorgoglione e da *klippen* isolati dell'Unità Sicilide appartenenti ai CI argilloso e argilloso-calcareo, rispettivamente. La seconda porzione, meno ampia, si colloca nel settore sud-occidentale. La dimensione areale di quest'ultima è pari a ca. 60 Km². Entrambe le porzioni del CI arenaceo-conglomeratico sono in contatto tettonico, mediante sovrascorrimenti a basso angolo e faglie ad alto angolo, o stratigrafico con il sottostante Complesso Idrogeologico argilloso-calcareo (Figs. 7.1, 7.2). In virtù di questo assetto geologico-strutturale e considerando che il CI argilloso-calcareo è caratterizzato da una permeabilità relativa molto bassa - impermeabile, il CI arenaceo-conglomeratico può essere ritenuto idraulicamente isolato da quelli circostanti. Al proprio interno, il CI arenaceo-conglomeratico include falde idriche superficiali, spesso frazionate, localizzate all'interno delle potenti bancate arenacee o negli strati arenacei-conglomeratici. In tali componenti litoidi ove presenti in strati potenti e privi di intercalazioni pelitiche, infatti, si rinvengono piccole falde idriche che alimentano sorgenti di importanza locale. Il CI conglomeratico-arenaceo forma, quindi, sistemi definiti acquitardi in quanto caratterizzati da una permeabilità relativa media - scarsa.

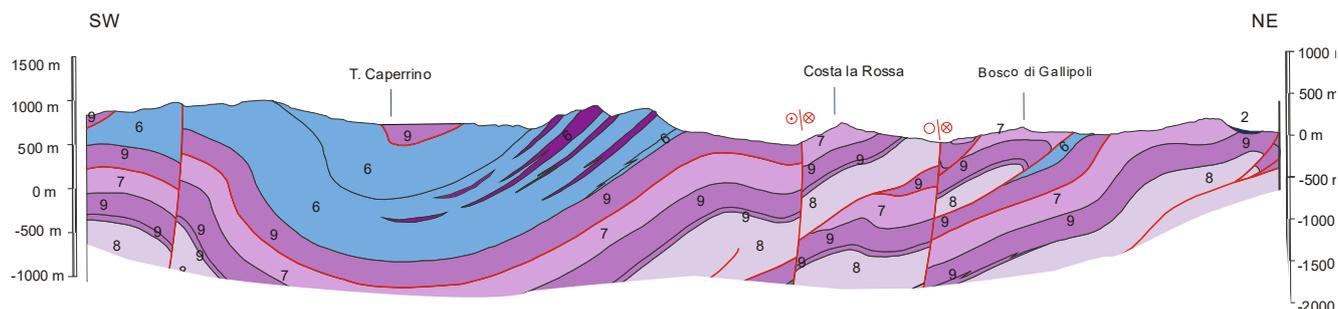


Figura 7.1 - Sezione che attraversa il settore centrale dell'area di studio, in cui sono riportati i complessi idrogeologici (vedi allegato V, sezione B-B').

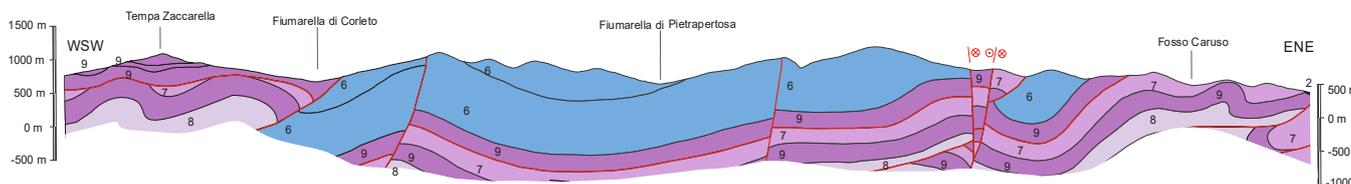


Figura 7.2 - Sezione che attraversa il settore centrale dell'area di studio, in cui sono riportati i complessi idrogeologici (vedi allegato V, sezione C-C').

Considerando il CI arenaceo-conglomeratico affiorante nel settore centrale, sulla base delle evidenze desunte dalla Carta Geologica dell'area di studio (Allegato II), le uniche vie sotterranee di possibile connessione idraulica tra questo ed i CI circostanti potrebbero essere costituite dalle faglie ad alto angolo presenti. Tali zone di faglia, aventi una direzione circa N120-140E e, in minor misura, circa

N30-50E sono le strutture tettoniche maggiormente estese e sviluppate. Esse consistono in zone di faglia trascorrenti e normali. La principale zona di faglia ad alto angolo normale borda la Dorsale del Caperrino (Figs 7.1, 7.2) e mette a contatto il CI arenaceo-conglomeratico con il membro pelitico della Formazione Gorgoglione (CI argilloso). Tale zona di faglia, probabilmente caratterizzata da orizzonti cataclastici continui lateralmente e spessi fino a circa 1,5 metri (Scholz, 2002). può dare luogo ad una struttura di permeabilità del tipo condotto-barriera (Caine et alii, 1996). Tale struttura è formata da condotti idraulici localizzati all'interno delle due *damage zone* separati da un orizzonte impermeabile cataclastico. Differentemente, tutte le altre zone di faglia ad alto angolo hanno uno sviluppo lineare limitato e possono, quindi, essere interpretate come condotti idraulici multipli (Caine et alii, 1996). Inoltre, volendo considerare l'orientazione della zona di faglia del Caperrino rispetto al campo di stress attuale che agisce in questo settore di catena (Montone et alii, 2004), è plausibile supporre una efficace circolazione in direzione parallela a quella dei piani di taglio principali in quanto le fratture dilatanti e di taglio presenti all'interno delle *damage zone* saranno sub-parallele al $\sigma_{h_{max}}$ (Zoback, 2007). Differentemente, le zone di faglia con direzione N30-50E sono, probabilmente, caratterizzate da network di fratture presenti all'interno delle *damage zone* con valori di apertura minori rispetto ai precedenti in quanto le singole fratture dilatanti e di taglio saranno ortogonali al $\sigma_{h_{max}}$ (*sensu* Agosta et alii, 2009, 2010). Come noto in letteratura, invece le zone di faglia a basso angolo caratterizzate da una deformazione contrazionale (*thrust, sovrascorrimenti*) non includono ampie fasce di roccia fratturata (Gueguen et alii, 1997) e, quindi, possono essere interpretate come barriere isolate per la circolazione dei geofluidi (Aydin et alii, 2010).

La seconda porzione del CI arenaceo-conglomeratico affiora, come detto, nella porzione sud-occidentale dell'area di studio, dove risulta essere a contatto tettonico, per faglia normale a nord e per sovrascorrimento ad est, con i contigui terreni appartenenti al CI argilloso calcareo ed al CI argilloso. Tale configurazione determina quindi una chiusura idraulica (effetto tamponamento) pressoché totale della porzione del CI arenaceo-conglomeratico considerato. L'unica area nella quale è ipotizzabile una possibile comunicazione idraulica è quella a sud del paese di Armento, dove le porzioni più grossolane del CI sabbioso-conglomeratico appartenenti alla successione sedimentaria deposta all'interno del Bacino pliocenico di Sant'Arcangelo ricoprono, in parte, il lembo orientale del Flysch di Gorgoglione (Fig. 7.3). Questa configurazione non porta comunque a ritenere plausibili alti valori di trasmissibilità idraulica tra i due complessi idrogeologici, in quanto la giacitura degli strati arenacei-pelitici del flysch risultano essere immergenti in direzione del substrato argilloso impermeabile del Bacino di Sant'Arcangelo.

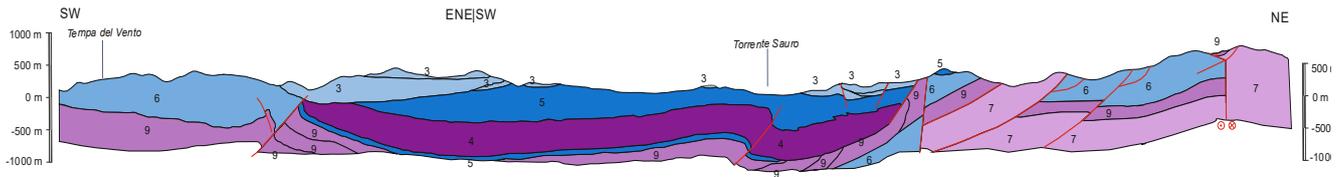


Figura 7.3 - Sezione che attraversa il Bacino di Sant'Arcangelo, in cui sono riportati i complessi idrogeologici (vedi allegato V, sezione D-D').

Il Complesso Idrogeologico argilloso-calcareo [9] è esteso circa 250 km² all'interno dell'area di studio. Esso affiora diffusamente lungo una fascia a sviluppo NO-SE, ampia ca. 5-10 Km. interposta alle due suddette porzioni del CI arenaceo-conglomeratico. Inoltre, il CI argilloso-calcareo è presente nel settore nord-orientale dell'area di studio all'interno di fasce ampie poche centinaia di metri, e quali si frappongono in maniera quasi continua al CI arenaceo-calcareo-pelitico ed al CI arenaceo-conglomeratico. Tale CI include principalmente le formazioni appartenenti all'Unità Sicilide ed alcune delle formazioni lagonegresi più argillose (Scisti Silicei, Flysch Galestrino e Flysch Rosso). Tale CI è caratterizzato da valori di permeabilità relativa molto bassa –impermeabile, e determina un effetto tamponante nei confronti dei CI adiacenti. Il limite, sia esso tettonico o stratigrafico, che delimita il CI argilloso-calcareo da quelli adiacenti individua la cosiddetta “cintura impermeabile” dell'area (*sensu* Celico, 2006).

Il Complesso idrogeologico arenaceo-calcareo-pelitico [7] si estende nel settore orientale dell'area di studio per circa 70 Km². Esso è costituito da un'alternanza di arenarie, conglomerati, calcari marnosi ed argille, la quale determina una circolazione idrica sotterranea localizzata, perlopiù, all'interno della coltre di alterazione superficiale. Oppure, la circolazione idrica può essere localizzata laddove prevale la componente lapidea fessurata costituita da arenarie e conglomerati. In assenza di particolari assetti strutturali che possano favorire l'immagazzinamento in profondità della risorsa idrica sotterranea, quali pieghe a grande scala e faglie ad alto angolo, la profondità massima della circolazione idrica difficilmente può superare il centinaio di metri; infatti, essa segue abbastanza fedelmente l'andamento orografico dei rilievi costituiti dalla Formazione del Flysch Numidico. Dato che il CI arenaceo-calcareo-pelitico è confinato dal CI argilloso-calcareo, sia inferiormente che superiormente, è possibile asserire che esso sia idraulicamente isolato rispetto ad altri complessi idrogeologici contigui caratterizzati da valori permeabilità relativa medio-alta. Le coltri di Flysch Numidico esposte in superficie formano infatti delle fasce allungate in direzione appenninica (NO-SE) e risultano essere interposte a terreni a bassa o nulla permeabilità relativa per mezzo di contatti sia stratigrafici che tettonici contrazionali (vedi Allegato II).

I **complessi idrogeologici sabbioso-conglomeratico [3], argilloso [4] e molassico [5]** sono caratterizzati da rapporti stratigrafici determinanti ai fini del loro comportamento idrogeologico. Essi sono infatti legati all'origine genetica dei terreni e delle formazioni rocciose sedimentarie che li costituiscono, i quali sono stati depositi all'interno di bacini di thrust-top pliocenici (Bacino di Calvello, Bacino di Sant'Arcangelo) o di avanfossa. La sovrapposizione stratigrafica del CI sabbioso-conglomeratico su quello argilloso determina la formazione di acquiferi di discreto interesse locale, in quanto la permeabilità relativa del primo consente l'immagazzinamento e la circolazione di discreti volumi idrici sostenuti inferiormente dal tampone impermeabile (CI argilloso). Un simile comportamento idrogeologico può essere attribuito ai terreni costituenti il CI molassico, in particolar modo nelle componenti più grossolane. Infatti, gli acquiferi generati dai suddetti complessi, seppur caratterizzati da discreti valori di trasmissività, hanno spesso una modesta potenzialità a causa del frazionamento della circolazione idrica sotterranea. Si vengono, quindi, a generare falde idriche discontinue, di piccola entità, con recapiti localizzati che alimentano sorgenti a scarsa potenzialità. I suddetti complessi idrogeologici affiorano in due settori dell'area in esame. Il primo è collocato nella porzione NO dell'area, tra gli abitati dei paesi di Anzi e Calvello, ha un'estensione di circa 10 Km² ed è interessato da faglie ad alto angolo aventi direzione ca. N50E e, in minor modo, da faglie ad alto angolo con direzione ca. N130E. I rapporti con i complessi idrogeologici contigui, arenaceo-conglomeratico ed argilloso-calcareo sono di tipo stratigrafico a N e E, mentre a S sono di tipo tettonico attraverso faglie ca. N50E. Considerando la continua e potente successione di argille varicolori, appartenente all'Unità Sicilide, presente alla base sia della successione sedimentaria pliocenica che del membro arenaceo-conglomeratico Miocenico del Flysch di Gorgoglione, è possibile escludere una qualsivoglia soglia di comunicazione idraulica tra il Complesso sabbioso-conglomeratico in oggetto e quelli contigui (Fig. 7.4).

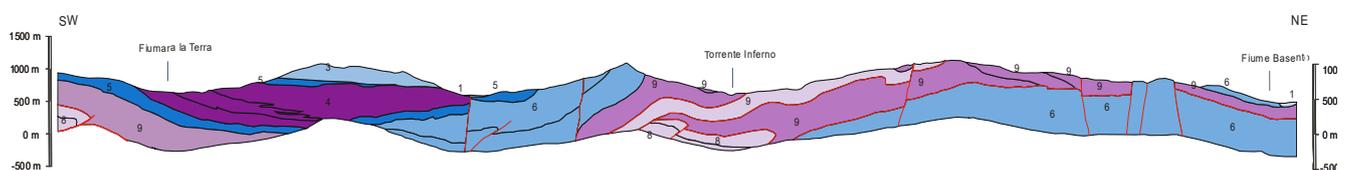


Figura 7.4 - Sezione che attraversa il Bacino di Calvello, in cui sono riportati i complessi idrogeologici (vedi allegato V, sezione A-A').

La seconda area è collocata nel settore meridionale dell'area di studio, comprende parte dei territori comunali dei paesi di Guardia Perticara, Armento, Gallicchio ed Aliano, ed è caratterizzata da uno sviluppo areale di circa 65 Km². Quest'ultima sembra essere perlopiù circondata sia lateralmente che

in profondità dai complessi idrogeologici argillosi e argilloso-calcarei, i quali agiscono sostanzialmente da impermeabile. In particolare, il CI sabbioso-conglomeratico è delimitato a nord dalla faglia Scorciabuoi, caratterizzata da una direzione ca. N120E, una cinematica transtensiva ed è ritenuta essere un elemento tettonico che ritaglia l'intera coltre alloctona della catena sud-appenninica (Caputo et alii, 2008). Tale faglia dovrebbe, pertanto, fungere da tampone laterale del suddetto CI, non permettendo il drenaggio delle falde idriche sotterranee eventualmente provenienti dal Flysch di Gorgoglione. Ad ovest, il CI sabbioso-conglomeratico è, come detto in precedenza, delimitato da un sovrascorrimento che ha determinato la sovrapposizione del membro pelitico del Flysch di Gorgoglione sui termini pliocenici. L'unica area nella quale è ipotizzabile una possibile comunicazione idraulica ricade a sud del paese di Armento dove le porzioni più grossolane del CI sabbioso-conglomeratico (successione sedimentaria deposta all'interno del bacino pliocenico di Sant'Arcangelo) ricoprono, in parte, il lembo orientale del Flysch di Gorgoglione (Fig. 7.3). Tale configurazione non rende quindi plausibile ipotizzare alti valori di trasmissibilità idraulica tra i due complessi idrogeologici.

Il Complesso idrogeologico argilloso [4] ha un'estensione complessiva di circa 30 Km² e, come detto, si trova soggiacente ed in continuità stratigrafica con il CI sabbioso-conglomeratico. IL CI argilloso costituisce il limite di permeabilità degli acquiferi porosi plio-pleistocenici del CI sabbioso-conglomeratico, o di altri acquiferi simili, con i quali si trova in contatto. Il limite di permeabilità tra questo complesso è quindi marcato dalla presenza di piccole e diffuse sorgenti idriche, spesso caratterizzate da una scarsa potenzialità (< 5 l/s).

Il Complesso idrogeologico molassico [5] affiora in due settori all'interno dell'area in esame. Nel settore NO, intorno al paese di Calvello, è caratterizzato da un'estensione di pochi Km² e si rinviene a sud dell'abitato di Anzi. Esso è costituito da sabbie e conglomerati che ricoprono stratigraficamente il membro arenaceo-conglomeratico del Flysch di Gorgoglione (CI arenaceo-conglomeratico) e, a loro volta, vengo ricoperte dalle argille Plioceniche del Bacino di Calvello (CI argilloso). Considerando la presenza continua della Formazione delle Argille Varicolori di pertinenza Sicilide al di sotto dei suddetti CI, è plausibile ipotizzare come quest'ultimi siano idraulicamente isolate da alti CI contigui (Fig.7. 4). Nel secondo settore, ubicato intorno all'abitato di Guardia Perticara, il CI molassico ha uno sviluppo areale di circa 13 Km² frazionato in diverse aree relativamente poco estese. IL CI molassico è sovrainposto stratigraficamente alle Argille marnose azzurre plio-pleistoceniche (CI argilloso), le quali lo tamponano inferiormente (Fig. 7.3). Il CI molassico ha caratteri di permeabilità relativa media,

i quali consentono di formare acquiferi di limitata potenzialità idrica (all'interno delle componenti granulometricamente più grossolane quali conglomerati e sabbie) in quanto associati ad aree di alimentazione di scarsa estensione areale e/o a condizioni orografiche che non garantiscono una sufficiente alimentazione idrica.

Il Complesso Idrogeologico Silico-Marnoso [8] ed i **Complessi idrogeologici** costituiti dai **depositi continentali [2]** e dalle **alluvioni [1]** risultano assolutamente subordinati ai precedenti in quanto poco esposti all'interno dell'area esaminata. I CI [8] è caratterizzato da un comportamento idraulico di tipo impermeabile ed è affiorante in ridotte porzioni dell'area di studio. I CI [1] e [2], differentemente, seppure sede di falde idriche sotterranee di assoluto interesse a livello locale in quanto caratterizzati da permeabilità relativa da media ad elevata e, al contempo, condizioni orografiche ottimali, cioè una bassa acclività, che garantiscono aliquote elevate d'infiltrazione efficace. Il CI dei depositi continentali, spesso, oltre a ricevere un'alimentazione idrica di origine pluviale, possono essere alimentati da falde idriche ospitate all'interno di complessi idrici adiacenti. All'interno del CI dei depositi continentali sono stati inclusi i depositi di frana presenti nell'area in esame, i quali costituiscono accumuli idrici sotterranei di scarsa entità che alimentano piccole, diffuse sorgenti spesso effimere e/o a carattere stagionale.

8 BIBLIOGRAFIA

- Agosta F. & Aydin A. (2006) - Architecture and deformation mechanism of a basin-bounding normal fault in Mesozoic platform carbonates, central Italy. *Journal of Structural Geology*, 28, 1445-1467.
- Agosta F., Prasad M. & Aydin A. (2007) - Physical properties of carbonate fault rocks, Fucino basin (Central Italy): implications for fault seal in platform carbonates. *Geofluids*, 7, 19–32.
- Agosta F., Alessandrini M., Tondi E. & Aydin A. (2009) - Oblique normal faulting along the northern edge of the Majella anticline, central Italy: inferences on hydrocarbon migration and accumulation. *J. Struct. Geol.*, 32, 1317–1333.
- Agosta F., Alessandrini M., Antonellini M., Tondi E. & Giorgioni M. (2010) - From fractures to flow: a field-based quantitative analysis of an outcropping carbonate reservoir. *Tectonophysics*, 490, 197–213.
- Allocca V., Celico F., Celico P., De Vita P., Fabbrocino S., Mattia S., Monacelli G., Musilli I., Piscopo V., Scalise A.R., Summa G. & Tranfaglia G. (2007) - Carta Idrogeologica dell'Italia Meridionale. Istituto Poligrafico e Zecca dello Stato, ISBN 88-448-0223-6.
- Amodio Morelli L., Bonardi G., Colonna V., Dietrich D., Giunta G., Ippolito F., Liguori V., Lorenzoni S., Paglionico A., Perrone V., Picaretta G., Russo M., Scandone P., Zanettin Lorenzoni E. & Zuppetta A. (1976) - L'Arco Calabro-Peloritano nell'orogene Appenninico Maghrebide. *Mem. Soc. Geol. It.*, 17, 1-60.
- Antonellini M., Tondi E., Agosta F., Aydin A. & Cello G. (2008) - Failure modes in deepwater carbonates and their impact for fault development: Majella Mountain, Central Apennines, Italy. *Mar. Petrol. Geol.* 25, 1074–1096.
- Aydin A., Antonellini M., Tondi E. & Agosta F. (2010) - Deformation along the leading edge of the Maiella thrust sheet in central Italy. *Journal of Structural Geology*, 32 (9), 1291-1304.
- Balduzzi A., Casnedi R., Crescenti U. & Tonna M. (1982a) - Il Plio-Pleistocene del Bacino pugliese (Avanfossa Appenninica). *Geol. Rom.*, 21, 1-28.
- Balduzzi A., Casnedi R., Crescenti U., Mostardini F. & Tonna M. (1982b) - Il plio-pleistocene del sottosuolo del Bacino Lucano (Avanfossa Appenninica). *Geol. Rom.*, 21, 89-111.
- Baruffini L., Lottaroli F., Torricelli S. & Lazzari D. (2000) - Stratigraphic revision of the Eocene Albidona Formation in the type locality (Calabria, southern Italy). *Riv. It. Pal. Strat.*, 106 (1), 73-98.
- Bense, V.F., Leesonb T., Loveless S.E., Bour O. & Scibek J. (2013) - Fault zone hydrogeology. *Earth Sci. Rev.*, 127, 171–192.
- Boccaletti M., Ciaranfi N., Cosentino D., Deiana G., Gelati R., Lentini F., Massari F., Moratti G., Pescatore T., Ricci Lucchi F. & Tortorici L. (1990) - Palinspastic restoration and paleogeographic reconstruction of the peri-Tyrrhenian area during the Neogene. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 77, 41-50.
- Boenzi F. & Ciaranfi N. (1970) - Stratigrafia di dettaglio del “Flysch di Gorgoglione” (Lucania). *Mem. Soc. Geol. It.*, 9, 55-79.

Boiano U. (1994) – Anatomia di un bacino torbiditico: il Flysch di Gorgoglione (Miocene, Italia meridionale). Stratigrafia fisica, analisi di facies, inquadramento stratigrafico-sequenziale. Tesi di Dottorato, Università di Napoli, 1- 208.

Boiano U. (1997) - Anatomy of a siliciclastic turbidite basin: the Gorgoglione Flysch, upper Miocene, southern Italy: physical stratigraphy, sedimentology and sequence-stratigraphic framework. *Sedimentary Geology*, 107, 231-262.

Bollettinari G. & Panizza, M. (1981) - Una “faglia di superficie” presso San Gregorio Magno in occasione del sisma del 23-XI-1980 in Irpinia. *Rend. Soc. geol. It.*, 4, 135-136.

Bonardi G., Ciampo G. & Perrone V. (1985) - La formazione di Albidona nell'Appennino calabro- lucano: ulteriori dati biostratigrafici e relazioni con le unità esterne appenniniche. *Boll. Soc. Geol. It.*, 104: 539-549.

Bonini M. & Sani F. (2000) -Thrusting, strike-slip faulting and syntectonic deposition in the Potenza-Guardia Perticara Area (Basilicata, Southern Apennines, Italy). *Mem. Soc. Geol. It*, 55, 123-132.

Borraccini F., De Donatis M., Di Bucci D. & Mazzoli S. (2002) - 3D Model of the active extensional fault system of the high Agri River valley, Southern Apennines, Italy. *Jessell, M. W. 2002 General Contributions: 2002. Journal of the Virtual Explorer*, 6, 1-6.

Bureau of Reclamation, U.S. Department of interior (1985) – Ground Water Manual. U.S. Government Printing Office, Denver, p. 480.

Butler R. W. H. (1982) - The terminology of structures in thrust belt. *Journ. of Struct. Geol.*, 4, 239-245.

Butler R. W. H. (1987) - Thrust sequence. *Journ. Geol. Soc. London*, 144, 619-634

Caine F.M. & Logan J.M. (1996) - Fault zone architecture and permeability structure. *Geology*, 24, 1025–1028.

Caputo R., Salviulo L. & Bianca M. (2008) - Late Quarternary activity of the Scorciabuoi Fault (southern Italy) as inferred from morphotectonic investigations and numerical modeling. *Tectonics*, 27, doi:10.1029/2007TC002203.

Carbone S., Lentini F., Sonnino M. & De Rosa R. (1987) – Il Flysch Numidico di Valsinni (Appennino Lucano). *Boll. Soc. Geol. It.*, 106, 331-345.

Carbone S., Catalano S., Lentini F. & Monaco C. (1988) - Le unità stratigrafico-strutturali dell'Alta Val D'Agri (Appennino Lucano) nel quadro dell'evoluzione del sistema catena-avanfossa. *Mem. Soc. Geol. It.*, 41, 331-341.

Carbone S., Catalano S., Lazzari S., Lentini F. & Monaco C. (1991) - Presentazione della Carta Geologica del Bacino del Fiume Agri (Basilicata). *Mem. Soc. Geol. It.*, 47, 129-143.

Carmignani L., Cello G., Cerrina Feroni A., Funicello R., Kaelin O., Meccheri M.; Patacca E., Pertusati P., Plesi G., Salvini F., Scandone P., Tortorici L. & Turco E. (1981) - Analisi del campo di fratturazione superficiale indotto dal terremoto campano-lucano del 23-11-1980. <http://hdl.handle.net/11568/231526>.

Casero P., Roure F., Endignoux L., Moretti I., Muller C., Sage L. & Vially R. (1988) - Neogene geodynamic evolution of the Southern Apennines. *Mem. Soc. Geol. It.*, 41, 109-120.

- Casnedi R. (1988a) - Subsurface basin analysis of fault-controlled turbidite system in Bradano Trough, southern Adriatic Foredeep, Italy. AAPG Bull., 72 (11), 1370-1380.
- Casnedi R. (1988b) - La fossa bradanica: origine, sedimentazione e migrazione. Mem. Soc. Geol. It., 41, 439-448.
- Catalano S., Carbone S. & Lentini F. (1993) – Il Flysch di Gorgoglione nell'ambito dell'evoluzione dell'Appennino lucano. Giornale di geologia, 55, 165-178.
- Cavalcante F., Prosser G., Agosta F., Corrado G. (2015) - Post-depositional history of the Miocene Gorgoglione Fm., (southern Apennines, Italy): inferences from mineralogical and structural analyses. Bull. of the French Geol. Soc., 186, 243-256.
- Celico P. (1988) - Prospezioni Idrogeologiche I-II. Liguori Ed.
- Celico, F., Petrella, E. & Celico P. (2007) - Hydrogeological behavior of some fault zones in a carbonate aquifer of Southern Italy: an experimentally based model. Terra Nova 18, 308-313.
- Cello G. & Mazzoli S. (1999) - Apennine tectonics in southern Italy: a review. Jour. Geodynamics, 27, 191-211.
- Cello G., Gambini R., Mazzoli S., Read A., Tondi E. & Zucconi V. (2000) - The val d'Agri Fault system. In: Cello, G., Tondi, E. (Eds.), The Resolution of Geological Analysis and Models for Earthquake Faulting Studies, vol. 29. pp. 293–308, Journal of Geodynamics.
- Cello G. & Nur A. (1988) - Emplacement of foreland thrust system. Tectonics, 7, 261-271.
- Ciaranfi N. (1972) - Flysch di Gorgoglione. Boll. Serv. Geol. d'It., Suppl. 92, 101-114. Roma.
- Cinque A. (1992) - Distribuzione spazio-temporale dei movimenti tettonici verticali nell'Appennino campano-lucano: alcune riflessioni. Studi Geol. Camerti, vol. spec. (1992), 1, 33-38.
- Cinque A., Lambiase S. & Sgrosso I. (1981) - Su due faglie nell'alta valle del Sele legate al terremoto del 23.11.1981. Rend. Soc. geo. It., 4, 127-129.
- Civita M. (1975) - Idrogeologia, Geologia Tecnica, ISEDI, 179-231.
- Civita M. (2005) - Idrogeologia applicata e ambientale - CEA (MI).
- Cocco E., Cravero E., Ortolani F., Pescatore T., Russo M., Sgrosso I. & Torre M. (1972) - Les facies sedimentaires du bassin Irpinien (Italie meridionale) Att. Acc. Pontiniana, Napoli, 21, 1-13.
- Cocco E., Cravero E., Ortolani F., Pescatore T., Russo M., Torre M. & Coppola L. (1974) - Le unità irpine nell'area a Nord di Monte Marzano, Appennino meridionale. Mem. Soc. Geol. It., 13, 607-654.
- Colella M., Grimaldi S., Spilotro G. (1996) - Idrogeologia del settore lucano della Fossa Bradanica. Studio di un'area campione. Atti del D.I.S.G.G. - pubbl. n. 4.
- Crescenti U. (1966) - Osservazioni sulla stratigrafia dell'Appennino meridionale alla luce delle ricerche micropaleontologiche. Boll. Soc. Geol. It., 85, 541-579.

D'argenio B., Pescatore T.S. & Scandone P. (1973) - Schema Geologico dell'Appennino meridionale (Campania e Lucania). Atti del Convegno sul tema: "Moderne vedute sulla geologia dell'Appennino", Acc. Naz. Lincei, 49-72.

Dazzaro L. & Rapisardi L. (1984) - Nuovi dati stratigrafici, tettonici e paleogeografici della parte settentrionale dell'Appennino dauno. Boll. Soc. Geol. It., 103, 51-58.

Dazzaro L. & Rapisardi L. (1987) - Osservazioni geologiche sull'Appennino Dauno. Mem. Soc. Geol. It., 38: 241-246.1987

Demurtas M., Fondriest M., Balsamo F., Clemenzi L., Storti F., Bistacchi A., Di Toro G. (2016) - Structure of a normal seismogenic fault zone in carbonates: the Vado di Corno Fault, Campo Imperatore, Central Apennines (Italy). J. Struct. Geol., 90, 185–206.

Dogliani C. (1991) - A proposal for the kinematic modelling of W-dipping subduction -Possible applications to the Tyrrhenian - Apennines system. Terra Nova, 3(4), 423-434.

Ferraro F., Grieco D. S., Agosta F., Prosser G. (2018) - Space-time evolution of cataclasis in carbonate fault zones. Journal of Structural Geology, 110, 45–64.

Finetti I., Lentini F., Carbone S., Del Ben A., Di Stefano A., Guarnieri P., Pipan M. & Prizzon A. (2005) - Crustal tectonostratigraphy and geodynamics of the Southern Apennines from CROP and other integrating geophysical data: In: I.R. Finetti (Ed.): "CROP, Deep Seismic Exploration of the Mediterranean region". Sp. Vol. Elsevier, 12, 225-262.

Flandrin J. (1948) – Contribution a l'etude du nummulitique algerien. Bull. Serv. Carte Geol. Algerie. Alger, 19, 1-346.

Ghezzi G. & Bayliss D.D. (1964) - Uno studio del Flysch nella regione calabro-lucana . Stratigrafia, tettonica e nuove idee sul Miocene dell'Appennino meridionale. Boll. Serv. Geol. It., 84, 3-64.

Ghezzi G. & Marchetti M.P. (1964) - Contributo alla conoscenza stratigrafica e sedimentaria del terziario superiore della Calabria e della Basilicata. Mem. Soc. Geol. It., 4 (2), 20.

Gueguen E., Dogliani C. & Fernandez M. (1997) - Lithospheric boudinage in the Western Mediterranean back-arc basin. Terra Nova, 9, 184-187.

Ietto A. (1965) – Su alcune particolari strutture connesse alla tettonica di sovrascorrimento dei Monti Picentini (Appennino meridionale). Boll. Soc. Natur. In Napoli, 74, 65-85.

La Bruna V., Agosta F. & Prosser G. (2017) - New insights on the structural setting of the Monte Alpi area, Basilicata, Italy. Italian Journal of Geosciences. DOI: 10.3301/IJG.2017.03.

Lentini F. (1967) - Le successioni stratigrafiche plio-pleistoceniche sui due lati della dorsale Nocera- Colobraro (Matera). Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania, s.6, 18. Suppl.Sc.Geol., 181-206.

Lentini F. (1979) - Le unità Sicilidi della Val d'Agri (Appennino lucano). Geologica Romana, 18, 215-224.

Lentini F. & Vezzani L. (1974) - Note illustrative del foglio 506 S . Arcangelo. I.R.P.I. Cosenza, 46 pp.

Lentini F., Carbone S., Catalano S. & Monaco C. (1987) - Confronti sedimentologico-petrografici e posizione strutturale dei Flysch di Albidona e di Gorgoglione nella media Val d'Agri (Appennino Lucano). Mem. Soc. Geol. It., 38, 259-273.

Lentini F., Carbone S., Catalano S. & Monaco C. (1990) - Tettonica a thrust neogenica nella Catena appenninico-maghrebide: esempi dalla Lucania e dalla Sicilia. Studi Geol. Camerti, vol. spec., 19-26.

Lentini F., Carbone S. & Catalano S. (1994) - Main structural domains of the central Mediterranean region and their Neogene tectonic evolution. Boll. Geof. Teor. e Appl., 36, 103-125.

Lentini F., Catalano S. & Carbone S. (1996) - The External Thrust System in Southern Italy: a target for petroleum exploration. Petroleum Geoscience, 2, 333-342, Bath (U.K.).

Lentini F., Carbone S., Guarnieri P. & Di Stefano A. (2003) - Geodynamic evolution of the Lucanian Apennines: times and modality of thrust propagation through the analysis of geological cross-section. Riassunti, Convegno CROP 04-Appennino Meridionale, Pisa.

Lohman S.W. (1988) - Definitions of selected ground-water terms. Revision and conceptual refinements. U.S. Geological Survey Water-Supply paper, p. 21.

Loiacono F. (1974) - Osservazioni sulle direzioni delle paleocorrenti nel Flysch di Gorgoglione (Lucania). Boll. Soc. Geol. It., 93, 1172-1155.

Loiacono F. (1981) - Contributo alla ricostruzione paleogeografica del bacino di sedimentazione del Flysch di Gorgoglione (Lucania). Boll. Soc. Geol. It., 100, 193-211.

Malinverno A. & Ryan W.B.F. (1986) - Extension in the tyrrhenian sea and shortening in the Apennines as result of arc migration driven by sinking of the lithosphere. Tectonics, 5, 227-245.

Marsella E., Pappone G., D'Argenio B. Cippitelli G. & Bally A.W. (1992) - L'origine interna dei terreni lagonegresi e l'assetto tettonico dell'Appennino meridionale. Rend. Acc. Sci. Soc. Naz. Lett. e Arti in Napoli, 59, 73-101.

Marsella E., Bally A.W., Cippitelli G., D'Argenio B. & Pappone G. (1995) - Tectonic history of the Lagonegro Domain and Southern Apennine thrust belt evolution. Tectonophysics, 252, 307-330.

Mazzoli S., Aldega L., Corrado S., Invernizzi C. & Zattin M. (2006) - Pliocene-Quaternary thrusting, syn-orogenic extension and tectonic exhumation in the southern Apennines (Italy): Insights from the Alpi Mt. area. In Styles of Continental Contraction, edited by S. Mazzoli and R.W.H. Butler, Geological Society of America, 414, 55-77.

Mazzoli S., Ascione A., Buscher J. T., Pignalosa A., Valente E. & Zattin M. (2014) - Low-angle normal faulting and focused exhumation associated with late Pliocene change in tectonic style in the southern Apennines (Italy). Tectonics, 33, 1802-1818.

Maxey G.B. (1964) - Hydrostratigraphic Units, Journal of Hydrology, 2, 124-129.

Ministero dei lavori pubblici, Consiglio superiore, Servizio idrografico - Le sorgenti italiane - vol. 5. - Lucania (bacini con foce al litorale Jonico - Sezione Idrografica di Catanzaro). Roma Istituto poligrafico dello stato, 1937, 208 p., c. di tav. [5].

Ministero dei lavori pubblici, Consiglio superiore, Servizio idrografico - Le sorgenti italiane - vol. 6. - Calabria (con bacini lucani con foce al Tirreno - Sezione Idrografica di Catanzaro). Roma Istituto poligrafico dello stato, 1941, pubbl. n. 14.

Morley C. K. (1988) - Out-of-Sequence Thrust. *Tectonics*, 7, 539-561.

Mostardini F., Pieri M. & Pirini C. (1966) – Stratigrafia del Foglio 212 Montalbano Ionico. *Boll. Serv. Geol. Ital.*, 87, 57-153, Roma.

Mostardini F. & Merlini S. (1986) - Appennino centro-meridionale. Sezioni Geologiche e proposta di modello strutturale. *Mem. Soc. Geol. It.*, 35, 177-202.

Ogniben L. (1960) - Schema introduttivo allo schema geologico della Sicilia nord-orientale. *Riv. Min. Sic.*, 11, 183-212, Palermo.

Ogniben L. (1969a) - Schema introduttivo alla geologia del confine Calabro-Lucano. *Mem. Soc. Geol. It.*, 8, 453-763.

Ogniben L. (1969b) - Note illustrative del Foglio 211 "Sant'Arcangelo". *Serv. Geol. It.*, 80 pp.

Ogniben L., Parotto M. & Praturlon A. (1975) - Structural model of Italy. *C.N.R., Quad. Ric. Sc.*, n. 90: 502 pp.

Ori G.G. & Friend P.F. (1984) - Sedimentary basins formed and carried piggy-back on active thrust sheets. *Geology*, 12, 475-478.

Patacca E. & Scandone P. (1989) – Post Tortonian mountain building in the Apennines. The role of the passive sinking of a relict lithospheric slab. In: *The Lithosphere in Italy* (eds. A. BORIANI, M. BONAFEDE, G.B. PIICCARDO, G.B. Vai). *Atti Conv. Lincei*, 80, 157-176.

Patacca E. & Scandone P. (2001) - Late thrust propagation and sedimentary response in the thrust belt-foredeep system of the Southern Apennines Pliocene-Pleistocene. In: G.B. VAI & I.P. MARTINI (eds): "Anatomy of an orogen: the Apennines and adjacent Mediterranean Basins". *Kluwer Acad. Publ.*, 401-440.

Patacca E., Scandone P., Bellatalla M., Perilli N. & Santini V.V. (1992) - The Numidian sand event in the Southern Apennines. *Mem. Soc. Geol. It.*, 43, 297-337.

Patacca E., Scandone P. (2007) - Geology of southern Apennines. Results of the CROP project. Sub-project CROP-04. In: In: Mazzotti, A., Patacca, E., Scandone, P. (Eds.), *Bollettino Della Società Geologica Italiana*, vol. 7. pp. 75–119.

Patacca E., Sartori R. & Scandone P. (1990) - Tyrrhenian Basin and Apenninic Arcs; Kinematic Relations since Late Tortonian Times: *Memorie Della Società Geologica Italiana*, 45, 425–451.

Pavan G. & Pirini C. (1963) - Microfossili cretaciici ed eocenici nella zona di M. Falapato (Lucania). *Mem. Soc. Geol. It.*, 4, 1105-1134.

Pescatore T.S.(1978) - Evoluzione tettonica del bacino Iripino (Italia meridionale) durante il Miocene. *Boll. Soc. Geol. It.*, 97, 783-805.

Pescatore T.S. (1988) - La sedimentazione miocenica nell'Appennino centro-meridionale. *Mem. Soc. Geol. It.*, 45, 27-46.

Pescatore T.S., Pozzuoli A., Stanzione D., Torre M., Huertas F. & Linares J. (1980) - Caratteri mineralogici dei sedimenti pelitici del Flysch di Gorgoglione (Lucania, Appennino meridionale). *Periodico di Mineralogia*, 49, 293-330.

Pescatore T.S., Renda P., Schiattarella M. & Tramutoli M. (1999a) - Stratigraphic and structural relationships between meso-cenozoic Lagonegro basin and coeval carbonate platforms in southern Apennines, Italy. In: *Basin Dynamics and Basin fill: Models and Constraints*, part 1. S. CLOETINNGH, B. D'ARGENIO, R. CATALANO, F. HORWARTH & W. SASSI (Editors) *Tectonophysics*, Special Issue, 315, 269-286,.

Pescatore T.S., Renda P. & Tramutoli M. (1988) - Rapporti tra le Unità Lagonegresi e le Unità Sicilidi nella Media Valle del Basento, Lucania (Appennino Meridionale). *Mem. Soc. Geol. It.*, 41, 353-362.

Pescatore T.S., Renda P. & Tramutoli M. (1992) - Tufiti di Tusa e Flysch Numidico nella Lucania Centrale. *Rend. Acc. Sc. Fis. Mat. della Soc. Naz. Scienze, Lettere ed arti Napoli*. IV-LIX.

Pescatore T.S., Renda P. & Tramutoli M. (1999) - Carta geologica della Lucania centrale (Appennino meridionale). Scala 1:50.000. Regione Basilicata. Stabilimento Salomone, Roma.

Pescatore T.S. & Senatore M.R. (1986) – A comparison between a present-day (Taranto Gulf) and a Miocene (Irpinia Basin) foredeep of the southern Apennines (Italy). In: *Foreland Basins* (ed. by P.A. ALLEN and P. HOMEWOOD). *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.*, 8, 169-182.

Pescatore T.S. & Tramutoli M. (1980) - I rapporti tra i depositi del Bacino Irpino nella media valle del Basento (Lucania). *Rend. Acc. Sci. Fis. Matem. della Soc. Naz. Sci. Lettere ed Arti, Napoli*, 47(4), 19-41.

Petrullo A.V., Agosta F., Prosser Giacomo & Rizzo E. (2017) - Cenozoic tectonic evolution of the northern Apulian Carbonate Platform (southern Italy). *Italian Journal of Geosciences*. DOI: 10.3301/IJG.2017.08.

Pieri P., Sabato L., Loiacono F. & Marino M. (1994) - Il bacino di piggyback di Sant'Arcangelo: evoluzione tettonico-sedimentaria . *Boll. Soc. Geol. It.*, 113, 465-481; 1 carta geol. alla scala 1:50.000.

Prosser G., Schiattarella M., Tramutoli M., Doglioni C., Harabaglia P. & Bigozzi A. (1996) - Una sezione rappresentativa dell'Appennino meridionale. Conferenza sulla Ricerca Scientifica in Basilicata, Università della Basilicata-Regione Basilicata, Febbraio 1996.

Ricchetti G. (1980) - Contributo alla conoscenza strutturale della fossa Bradanica e delle Murge. *Boll. Soc. Geol. It.*, 99, 421-430.

Scandone P. (1967) - Studi di geologia lucana: la serie calcareo-silico-marnosa ed i suoi rapporti con l'Appennino calcareo. *Boll. Soc. Natur. In Napoli*, 76, 1-175.

Scandone P. (1972) - Studi di geologia lucana: Note illustrative della carta dei terreni della serie calcareo-silico-marnosa. *Boll. Soc. Natur. In Napoli*, 81, 225-300.

Scandone P. & Sgrosso I. (1974) - La Successione miocenica dell'alta Vallimala nella finestra tettonica di Campagna (Monti Picentini). *Boll. Soc. Geol. It.*, 93, 1043-1047.

Scholz C. (2002), *Mechanics of earthquakes and faulting*. Cambridge Press, 471 pp.

Selli R. (1962) - Il paleogene nel quadro della geologia dell'Italia meridionale. *Mem. Soc. Geol. It.*, 3, 737-789.

Servizio Geologico D'Italia (2005) - Carta geologica d'Italia, F. 506 Sant'Arcangelo, scala 1:50.000, Coordinatore F. Lentini. Note illustrative del Foglio 506 Sant'Arcangelo. A cura di S. Carbone, A. Di Stefano & F. Lentini, 116 pp., S.EL.CA., Firenze.

Sgrosso I. (1983)- Alcuni dati sulla possibile presenza di una quarta piattaforma carbonatica nell'Appennino meridionale. Rend. Soc. Geol. It., 6, 31-34.

Sgrosso I. (1986) - Criteri ed elementi per una ricostruzione paleogeografica delle zone esterne dell'Appennino meridionale. Mem. Soc. Geol. It., 35(1), 203-228.

Sgrosso I. (1992) - Nuovi dati biostratigrafici sul Miocene di M. Alpi (Lucania) e conseguenti ipotesi paleogeografiche. Mem. Soc. Geol. It., 41, 343-351.

Sgrosso I. (1994) - Sulla posizione paleogeografica del Bacino di Lagonegro (Appennino meridionale). Boll. Soc. Geol. It., 113, 179-194.

Shiner P., Beccacini A. & Mazzoli S. (2004) - Thin-skinned versus thick-skinned structural models for Apulian Carbonate Reservoirs: constraints from the Val D'Agri Field. Marine and Petroleum Geology, 21, 805-827.

Smeraglia L., Berra F., Billi A., Boschi C., Carminati E. & Doglioni C. (2016) - Origin and role of fluids involved in the seismic cycle of extensional faults in carbonate rocks. Earth Planet. Sci. Lett., 450, 292-305.

Turco E. (1976)- La finestra tettonica di Campagna (Monti Picentini, Salerno). Boll. Soc. Nat. Napoli, 85, 23-35.

United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization (UNESCO), World Meteorological Organization (WMO), "Preparation of ground-water maps in Hydrological maps", Louvain, International Association of Hydrological Sciences, Studies and Reports in Hydrology, 20, 1977, pp.135-192.

Vezzani L. (1966a) - Nota preliminare sulla stratigrafia della Formazione di Albidona. Boll. Soc. Geol. It., 85, 767-776.

Vezzani L. (1966b) - La sezione stratigrafica di Caliendo nel Pliocene medio-inferiore della Val d'Agri(Lucania). Riv. It. Pal. Strat., Mem., 72 (1), 191-229; 72 (2), 461-489.

Vezzani L. (1967) - Il bacino plio-pleistocenico di S. Arcangelo (Lucania). Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania, 6, 18, 207-227.

Vezzani L. (1970) - Il Flysch di Albidona nell'area al confine tra Calabria e Lucania. Geol. Romana, 9, 101-126.

Zoback M. (2007) - Reservoir Geomechanics. Earth Stress and Rock Mechanics Applied to Exploration, Production, and Wellbore Stability. Cambridge Press, 449.

Zollo A. & Bernard P. (1991) - Fault mechanisms from near-source data: joint inversion of S polarizations and P polarities. Geophysical Journal International, academic.oup.com.

Zuppetta A., Russo M. & Turco E. (1984) - Alcune osservazioni sulle "Tufiti di Tusa" nell'area compresa tra la Valsinni e Rocca Imperiale (confine calabro-Lucano). Boll. Soc. Geol. It., 103, 623-627.