1^ sessione

RICERCA E COLTIVAZIONE DI IDROCARBURI IN BASILICATA E NEL BACINO DEL MEDITERRANEO

modera:
Maurizio Lazzati

giacomo
prosser

Introduzione alla geologia dell'Appennino meridionale

G. Prosser[1]

1. Dipartimento di Scienze, Università della Basilicata, Potenza. giacomo.prosser@unibas.it

Atti del 1° Congresso dell'Ordine dei Geologi di Basilicata,"Ricerca, Sviluppo ed Utilizzo delle Fonti Fossili: Il Ruolo del Geologo", Potenza, 30 Novembre - 2 Dicembre 2012.

Riassunto

Il presente contributo si pone l'obiettivo di fornire un'introduzione alla geologia regionale dell'Appennino meridionale, partendo dalle informazioni di terreno e dai dati di sottosuolo ottenuti durante l'esplorazione petrolifera dell'area. Dopo aver definito il significato delle Unità Liguridi, vengono analizzate con particolare attenzione le caratteristiche deformative delle unità che affiorano in corrispondenza della zona assiale e del fronte della catena. Tra queste, le Unità Lagonegresi sono caratterizzate dallo sviluppo di estesi sovrascorrimenti, strutture a *duplex*, pieghe a ginocchio e a scatola. In alcuni casi è possibile documentare come lo sviluppo delle strutture a *duplex* sia connesso alla deformazione prodotta dal sovrascorrimento della Piattaforma Appenninica sulle Unità Lagonegresi. La formazione di pieghe a scatola a scala chilometrica è probabilmente successiva ai principali episodi di sovrascorrimento. La geometria delle pieghe è compatibile con processi di buckling di un multistrato rigido fittamente stratificato, costituito da calcari e radiolariti del Triassico superiore-Giurassico (Formazioni dei Calcari con Selce e degli scisti silicei), intercalato all'interno formazioni prevalentemente argillose del Triassico superiore e del Cretacico inferiore. La deformazione contrazionale è particolarmente evidente nel prisma frontale, dove il raccorciamento è stato assorbito dalla formazione di un sistema imbricato di sovrascorrimenti e, localmente, retroscorrimenti. Si può notare come l'approfondimento della superficie di scollamento basale durante la deformazione abbia determinato il piegamento e la dislocazione di precedenti strutture contrazionali.

1. Introduzione

L'Appennino Meridionale è il segmento orientato NW-SE di una catena arcuata che prosegue nelle Maghrebidi della Sicilia, orientate E-W (Fig.1). La Calabria e i Monti Peloritani, che costituiscono la porzione centrale dell'arco, sono un elemento esotico composto in buona parte da basamento cristallino, incuneato tra due segmenti di catena costituiti esclusivamente da successioni di copertura sedimentaria (Bonardi et al., 2001). L'intero arco appenninico-maghrebide, che costituisce il limite meridionale e occidentale del Mar Tirreno, si è originato grazie al progressivo arretramento verso SE della zona di subduzione ionica, tuttora preservata tra il margine continentale apulo e ibleo (Malinverno e Ryan, 1986; Gueguen et al., 1998; Rosenbaum e Lister, 2004; Mattei et al., 2007). L'assetto tettonico della catena appenninica è stato condizionato dallo sviluppo progressivo dell'arco, la conseguente migrazione verso SE del blocco calabro-peloritano e la contemporanea apertura del bacino di retroarco tirrenico a partire dal Miocene superiore. Questi processi hanno determinato la sovrapposizione di strutture sviluppate in un regime compressivo, trascorrente e distensivo. La tettonica compressiva è stata responsabile dell'impilamento di una serie di unità tettoniche a partire dal Miocene, mentre le faglie trascorrenti e distensive, di età Plio-Pleistocenica, hanno ritagliato le strutture precedenti, condizionando l'attuale assetto tettonico e morfologico. I vincoli cronologici derivano dall'analisi di successioni sedimentarie di *thrust-top* e di avanfossa, di età compresa tra il Miocene inferiore-medio e il Pleistocene (Pescatore et al., 1999; Patacca e Scandone, 2001).

Nell'Appennino meridionale la struttura della catena è dominata da unità tettoniche alloctone, costituite da successioni di copertura sedimentaria scollate dall'originario basamento (Figure 2 e 3). Queste sono accumulate sopra un'unità meno deformata, costituita dalla Piattaforma Apula. A loro volta, le unità tettoniche alloctone possono essere inquadrate in alcuni gruppi, o

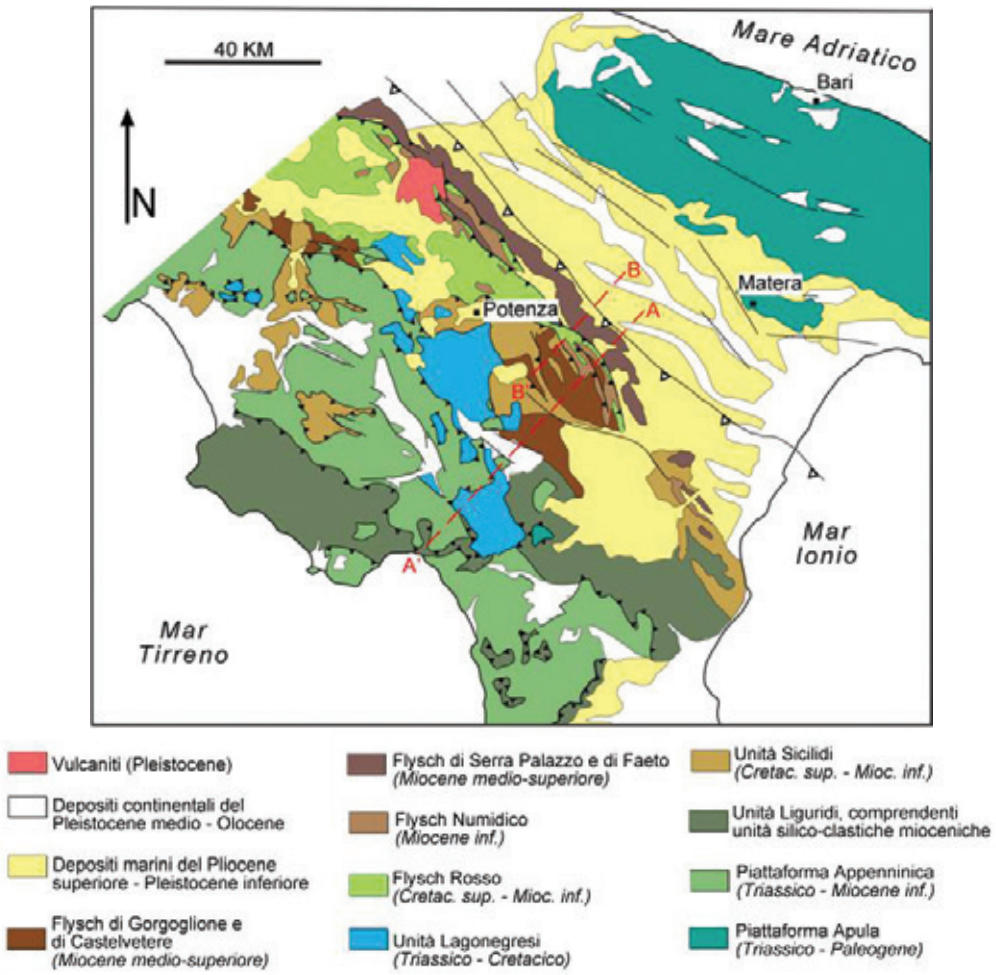


Fig 1 Schema geologico generale, che serve ad illustrare le relazioni tra la catena appenninico-maghrebide, il terrane calabrese e il bacino tirrenico. L'area nel rettangolo è riportata in Fig. 2.

complessi, individuati sulla base della provenienza paleogeografica e dello stile deformativo. Questi sono, da ovest verso est:

a) i Complessi Liguride e Sicilide, che rappresentano i relitti di un prisma di accrezione cretacico-oligocenico, in parte caratterizzato dalla presenza di scaglie ofiolitiche di età Giurassica che testimoniano la subduzione del dominio Ligure dell'oceanodella Tetide Alpina;

b) le Unità della Piattaforma Appenninica che provengono da un dominio paleogeografico di mare basso interposto tra l'oceano Ligure-Piemontese e il bacino di Lagonegro;

c) le Unità Lagonegresi, derivanti dalla deformazione del bacino omonimo;

d) un prisma frontale, costituito da depositi argilloso-marnosi e arenacei del Cretacico-Miocene inferiore, associati a corpi di mélange ("argille varicolori") e successioni silico-clastiche del Miocene medio-superiore.

La struttura profonda della catena è stata ricostruita in base ai dati derivanti dalle prospezioni effettuate per la ricerca di idrocarburi e dal progetto CROP, riportati ed interpretati in numerose pubblicazioni (Mostardini e Merlini, 1986; Menardi Noguera e Rea, 2000; Mazzoli et al., 2000; Shiner et al., 2004; Scrocca et al., 2005; 2007). Partendo da questi dati, il presente lavoro si pone l'obiettivo di illustrare l'assetto strutturale dei diversi domini che compongono la catena dell'Appennino meridionale e di fornire informazioni utili a comprenderne la genesi e l'evoluzione. L'analisi sarà basata prevalentemente su dati di terreno, integrati con informazioni sulla struttura profonda, e approfondirà in modo particolare le caratteristiche delle unità alloctone, diffusamente esposte dalla zona assiale al fronte della catena. Nella discussione saranno commentate due sezioni geologiche regionali (Fig. 2 e 3), che serviranno ad illustrare le geometrie e le relazioni tra le unità tettoniche dell'Appennino meridionale.

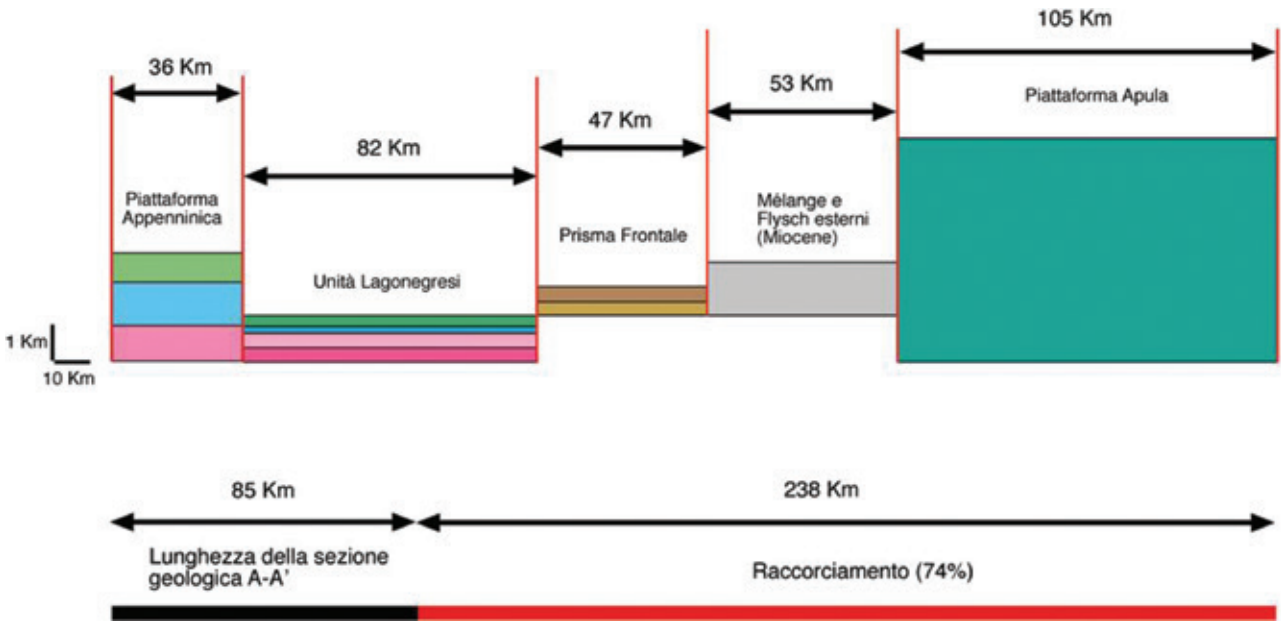


Fig. 2 Carta geologica schematica dell'Appennino meridionale, modificata da Piedilato e Prosser (2005). Sono indicate le sezioni geologiche A-A' e B-B' riportate nelle Figure 2 e 3.

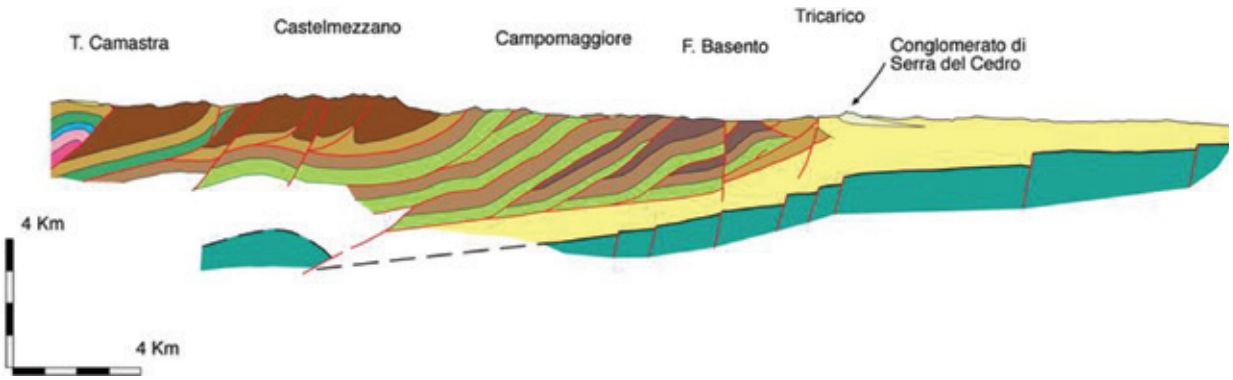


Fig. 3 Sezione geologica regionale A-A' attraverso l'Appennino meridionale. La porzione orientale della sezione è modificata da Piedilato e Prosser (2005). Per l'interpretazione profonda sono state utilizzate le informazioni disponibili in letteratura (ad esempio: Menardi Noguera e Rea, 2000; Mazzoli et al., 2000).

2. I complessi Liguride e Sicilide

Il Complesso Liguride(Ogniben, 1969) affiora solamente nella porzione interna della catena, ed è costituito da sedimenti di mare profondo molto deformati e talvolta metamorfosati, contenenti frammenti di crosta oceanica (ofioliti) e continentale, ricoperti in discordanza da depositi silico-clastici di ambiente marino profondo. Queste unità derivano dal dominio Ligure dall'oceano della Tetide Alpina (Stampfli, 2002; Handy et al., 2010; Turco et al., 2012), che, a partire dal Giurassico, separava il margine continentale africano da quello europeo. In seguito, durante il Cretacico superiore - Paleogene, la crosta oceanica è stata interessata da una subduzione verso NW, al di sotto del margine europeo. Ciò ha determinato la formazione di un prisma di accrezione formato da rocce provenienti dal fondo oceanico e da porzioni di crosta continentale, che nel corso del Miocene inferiore è entrato in collisione con il margine europeo (Knott, 1987, 1994; Cello e Mazzoli, 1999). All'interno del Complesso Liguridesi possono individuare almeno due unità tettoniche con caratteristiche litologiche e metamorfiche differenti(Monaco, 1993a; Invernizzi et al., 2008). L'unità tettonica inferiore, non metamorfica, è costituita prevalentemente dalle Crete Nere (Cretacico-Eocene) inquadrate nell'Unità Nord-Calabrese o nel Flysch Calabro-Lucano da differenti autori (Bonardi et al., 1988; Monaco, et al., 1995). All'interno delle Crete Nere si rinvengono scaglie tettoniche costituite da ofioliti derivanti

dalla crosta oceanica della Tetide Alpina (Monaco, 1993b). Le crete nere sono ricoperte da una successione silico-clastica di mare profondo costituita dalle formazioni del Saraceno (Oligocene-Miocene inferiore) e dal Flysch di Albidona (Burdigaliano-Langhiano). L'unità tettonica superiore(Unità del Frido) è costituita da metapeliti di basso grado metamorfico (argilloscisti), metacalcari e calcescisti. All'interno dei metasedimenti sono presenti placche ampie alcuni chilometri quadrati costituite da serpentiniti, metabasiti, gneiss di medio-alto grado, granitoidi e anfiboliti. Buona parte delle litologie dell'Unità del Frido sono interessate da un metamorfismo di alta pressione e bassa temperatura, tipico dei complessi di subduzione (Spadea, 1982; Knott, 1994; Cavalcante et al., 2012), associato a un'intensa deformazione. Ciò determina la presenza di una foliazione principale, interessata da più fasi plicative successive. In questo contesto, le rocce mafiche hanno preservato l'intera storia metamorfica, a partire dal metamorfismo di fondo oceanico fino alla sovra impronta orogenica di alta pressione, in quanto rappresentano corpi rigidi, blandamente deformati, all'interno di una matrice metasedimentaria più facilmente deformabile (Sansone et al., 2012).
Il Complesso Sicilide è costituito da successioni prevalentemente argillose e calcareo-marnose, prive di ofioliti. L'intesa deformazione rende spesso difficile il riconoscimento degli originari contatti stratigrafici e dei rapporti tra le varie formazioni. La successione può essere comunque ricostruita nelle zone di Corleto Perticara e di Rotondella (Ogniben, 1969; Lentini, 1979) dove, all'interno di unità argillose del Cretacico-Oligocene (Argille Varicolori inferiori e superiori),si intercala un potente corpo calcareo-clastico (membro di S. Arcangelo); la successione è chiusa da una unità silico-clastica del Miocene inferiore (le Arenarie di Corleto o le Tufiti di Tusa). Talvolta al Complesso Sicilide si associano unità caotiche costituite da elementi litoidi, di varia composizione, dispersi in una matrice argillosa, costituita da "Argille Varicolori".

3. Assetto tettonico della zona assiale della Piattaforma Appenninica: la Piattaforma Appenninica e le Unità Lagonegresi

Nella porzione assiale della catena si osserva diffusamente il contatto per sovrascorrimento delle Unità della Piattaforma Appenninica sulle Unità Lagonegresi (Fig. 2 e 3).
Le Unità della Piattaforma Appenninica sono costituite da potenti successioni di piattaforma carbonatica, sedimentate in un intervallo di tempo compreso tra il Triassico superiore e il Terziario. Questo complesso è stato suddiviso da D'Argenio et al. (1973) in alcune unità tettoniche, caratterizzate da successioni differenti per spessore e facies. L'Unità Alburno-Cervati-Pollino, che rappresenta la porzione centrale della Piattaforma Appenninica, è quella più frequente nella zona assiale della catena. É costituita da sedimenti in facies neritica di età compresa tra il Trias medio e il Paleocene. Su questi terreni è si rinviene una successione calcarenitica dell'Aquitaniano che passa rapidamente, nel Langhiano inferiore, a depositi terrigeni in facies di flysch. Lo spessore complessivo della successione mesozoica supera i 4000 metri. I migliori affioramenti di questa unità sono presenti nell'area del Pollino (Sartoni e Crescenti, 1962; Scandone e Bonardi, 1968; Patacca e Scandone, 2007). La porzione orientale della Piattaforma Appenninica (unità dei Monti della Maddalena), che affiora con continuità nella zona di Lauria e in corrispondenza della dorsale che separa la Val d'Agri dal Vallo di Diano, è caratterizzata da successioni ridotte e lacunose, che, nell'intervallo Cretacico superiore-Paleogene sono spesso ricche di brecce e di calcareniti. Ciò indica che la sedimentazione è avvenuta in corrispondenza di una scarpata prospiciente al bacino lagonegrese. La sedimentazione delle unità calcareo-clastiche e terrigene mioceniche indica un improvviso annegamento della Piattaforma Appenninica a causa dell'avanzamento delle Unità Liguridi (Palladino et al., 2008) e assume una grande importanza nella ricostruzione della storia deformativa della catena. Il successivo stadio di sovrascorrimento della Piattaforma Appenninica sulle Unità Lagonegresi è marcato dalla formazione di unità di mélange tettonico, derivanti da processi deformativi e

gravitativi al fronte delle unità sovrascorse(Mattioni et al., 2006).
Le Unità Lagonegresi derivano dalla deformazione di un bacino delimitato ad ovest la Piattaforma Appenninica e ad est dalla Piattaforma Apula. Si tratta di successioni sedimentarie deposte prevalentemente in un ambiente di mare profondo dal Trassico inferiore al Paleogene. La formazione più antica (formazione di Monte Facito), costituita da sedimenti terrigeni che includono corpi costituiti da calcari di piattaforma, rappresenta il livello di scollamento basale delle Unità Lagonegresi, e per questo motivo è estremamente deformata. Al di sopra sono presenti le tre formazioni tipiche di questo dominio sedimentario, denominate complessivamente "serie calcareo-silico-marnosa" (Scandone, 1967); si tratta dei Calcari con Selce, gli Scisti Silicei e i Galestri.
Secondo Scandone (1967, 1972) e Miconnet (1988) le successioni Lagonegresi possono essere suddivise in una serie di "facies" che sono il risultato della sedimentazione in porzioni differenti del bacino. In particolare, i settori marginali del bacino possono essere riconosciuti poiché caratterizzati da apporti calcareo-clastici provenienti dall'adiacente Piattaforma Appenninica. Inoltre, Scandone (1967, 1972) riconosce la presenza di un sovrascorrimento di importanza regionale, che raddoppia la successione lagonegrese, individuando due unità tettoniche denominate rispettivamente "Lagonegro 2" (a tetto) e "Lagonegro 1" (a letto). Il sovrascorrimento avrebbe portato le facies più prossime alla Piattaforma Appenninica ("Lagonegro 2") sopra quelle tipiche della porzione assiale del bacino ("Lagonegro 1"). Più recentemente, i dati di sottosuolo prodotti durante l'esplorazione petrolifera nelle zone di S. Fele e di M. LiFoi (Menardi Noguera e Rea, 2000; Patacca e Scandone, 2001; Piedilato, 2003; Scrocca et al., 2005; 2007; Patacca e Scandone, 2007) hanno messo in luce la presenza di numerosi sovrascorrimenti che ripetono più volte la successione Lagonegrese, determinando strutture di tipo *antiformal stack*. Per questo motivo, l'ipotesi di un unico sovrascorrimento di importanza regionale è probabilmente valida solo in alcune aree del dominio lagonegrese (ad esempio, in Val d'Agri), mentre in generale si osserva una struttura tettonica più complessa. In alcuni casi è possibile documentare come lo sviluppo delle strutture a *duplex* sia connesso alla deformazione prodotta dal sovrascorrimento della Piattaforma Appenninica sulle Unità Lagonegresi (Piedilato, 2003).
Oltre ai sovrascorrimenti, le unità lagonegresi sono interessate da strutture plicative, talvolta perfettamente affioranti lungo i versanti delle montagne dell'Appennino lucano. Si tratta di pieghe a scala ettometrica o chilometrica, talvolta rovesciate, ben visibili presso S. Fele, in Val d'Agri e sul M. Sirino (Torrente, 1990; Mazzoli, 1992; Mazzoli et al., 2001). La direzione assiale delle pieghe nelle unità lagonegresi non è costante, ma descrive una serie di archi a scala chilometrica, già riconosciuti da Scandone (1972). La presenza di sistemi plicativi arcuati rende molto variabile la direzione delle strutture nel dominio lagonegrese. In Val d'Agri le pieghe interessano prevalentemente i terreni dell'Unità Lagonegro 1 con una geometria tipo *box-fold* a scala chilometrica. Le pieghe a grande scala sono accompagnate da più ordini di pieghe parassite sviluppate prevalentemente all'interno dei livelli marnosi ed argillitici tipici della transizione tra le Formazioni dei Calcari con Selce degli Scisti Silicei. La geometria delle pieghe è compatibile con processi di *buckling* di un multistrato rigido fittamente stratificato, costituito da calcari e radiolariti del Triassico superiore-Giurassico (Formazioni dei Calcari con Selce e degli scisti silicei), intercalato all'interno formazioni prevalentemente argillose del Triassico medio-superiore e del Cretacico inferiore.
Lo smembramento delle strutture contrazionali provocato dallo sviluppo di faglie normali e trascorrenti è particolarmente evidente nel settore assiale della catena (Cello et al., 2000; Giano et al., 2000). Le prime strutture distensive (faglie normali a basso angolo) si sono generate nelle porzioni superficiali dell'orogene mentre la tettonica contrazionale era ancora attiva in profondità (Bucci et al., 2012). In seguito, l'intera catena è stata dissecata da più sistemi di faglie che hanno permesso di accomodare l'estensione sia parallelamente che ortogonalmente all'asse della catena.

4. Prisma frontale

La porzione frontale della catena appenninica, compresa tra gli affioramenti principali delle Unità lagonegresi e l'avanfossa, è caratterizzata da un insieme di litologie interessate da numerosi sovrascorrimenti con vergenza orientale,che spesso assumono la geometria di un ventaglio embricato, associati localmente a retroscorrimenti (Fig. 3 e 4). L'età delle formazioni è compresa tra il Cretacico e il Pliocene ed è quindi più recente rispetto ai settori descritti in precedenza. Al suo interno possono essere individuate le seguenti unità: **i)** successioni argilloso-marnose e silico-clastiche intensamente deformate, di origine interna, attribuite al Complesso Sicilide (Lentini, 1979); **ii)** formazioni riferibili alla porzione superiore delle Unità Lagonegresi, rappresentate esclusivamente dalla porzione superiore della formazione dei Galestri e dal "Flysch Rosso", che passano verso l'alto a quarzo-areniti del Miocene inferiore, appartenenti alla formazione del Flysch Numidico (Unità del Sannio; Scrocca et al., 2007; Patacca e Scandone, 2007); **iii)** successioni arenaceo-conglomeratiche di età miocenica deposte durante l'avanzamento dei sovrascorrimenti (Flysch di Castelvetere, Gorgoglione, Serrapalazzo e Faeto). Tutte queste unità sono scollate alla base e giacciono tettonicamente su unità plioceniche che poggiano a loro volta sulla Piattaforma Apula (Fig. 4). Queste caratteristiche indicano che il prisma frontale, coinvolto nella deformazione contrazionale a partire dal Miocene medio-superiore, è stato raccorciato internamente ed è traslato verso l'avampaese in tempi piuttosto recenti (Pliocene superiore-Pleistocene). Ciò è documentato dalla deformazione di sedimenti del Pleistocene inferiore al fronte della catena (Balduzzi et al., 1982; Pieri et al., 1997). Inoltre, l'età dei terreni coinvolti, non più antica del Cretacico, permette di ipotizzare che il prisma frontale sia il risultato dell'attivazione di un livello di scollamento inizialmente più superficiale rispetto a quello responsabile dell'accavallamento delle Unità Lagonegresi e della Piattaforma Appenninica. Durante il Pliocene medio il livello di scollamento basale si è approfondito, quando la Piattaforma Apula è stata coinvolta nella deformazione contrazionale. Questo processo ha determinato il piegamento e la dislocazione di precedenti sovrascorrimenti, come si può osservare in corrispondenza della Rampa di Stigliano, considerata un sovrascorrimento fuori sequenza, che ritaglia il sistema embricato (Patacca e Scandone, 2001; Piedilato e Prosser, 2005).

Le unità caotiche, generalmente attribuite al Complesso Sicilide, sono frequenti soprattutto nel settore più interno del prisma frontale. Sono costituite da elementi litoidi (marne, calcareniti, calcilutiti, diaspri, quarzoareniti e calcari di piattaforma del Cretacico), immersi in una matrice costituita da "Argille Varicolori". Le unità caotiche (ad esempio: l'Unità del Torrente Cerreto in Lentini, 1979) possono essere interpretate come olistostromi derivanti da importanti episodi di franamento sotttomarino avvenuti tra il Miocene superiore e il Pliocene inferiore (Piedilato e Prosser, 2005; Patacca e Scandone, 2007).

Le successioni calcareo-clastiche del Flysch Rosso, che passano verso l'alto alle caratteristiche quarzoareniti del Flysch Numidico, costituiscono il marker principale per l'individuazione dei sovrascorrimenti in buona parte del prisma frontale. Il Flysch Rosso è molto tettonizzato, poiché localizzato a tetto dei sovrascorrimenti che ripetono più volte la successione, come si può osservare chiaramente nella zona di Campomaggiore. Ciò è particolarmente evidente in corrispondenza della Rampa di Stigliano (Fig. 3 e 4).

Le successioni silico-clastiche mioceniche presentano caratteristiche differenti ad ovest e ad est della Rampa di Stigliano. Ad occidente di questa struttura sono composte da potenti successioni arenaceo-conglomeratiche (Flysch di Castelvetere, Flysch di Gorgoglione), che giacciono su unità caotiche tipo "Argille Varicolori" (Pescatore, 1988; Piedilato e Prosser, 2005). Ciò indica che la deposizione di queste unità è avvenuta su un substrato già deformato ed interessato da movimenti gravitativi. In particolare, il Flysch di Gorgoglione si è depositato in una serie di bacini, allungati secondo una direzione appenninica, ed è costituito prevalentemente da clasti derivanti dall'erosione di un basamento cristallino. La forma allungata dei bacini del Flysch di Gorgoglione appare controllata dalla presenza di alti morfologici del substrato, che

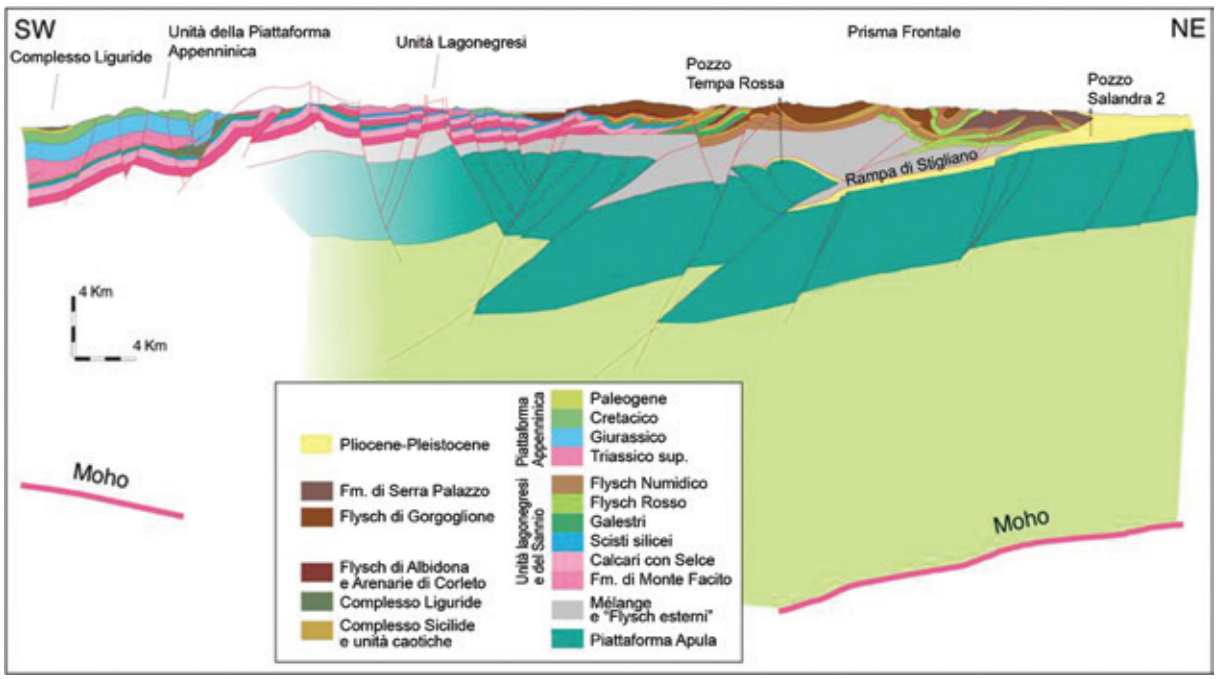


Fig. 4 Sezione geologica attraverso il prisma frontale della catena appenninica. La sezione è modificata da Prosser et al. (1996) e Pescatore et al. (1999).

indicano la presenza di pieghe e sovrascorrimenti attivi durante la sedimentazione. Ad oriente della Linea di Stigliano le successioni silico-clastiche mioceniche poggiano sul in continuità di sedimentazione Flysch Numidico. Per questo motivo si può ritenere che il substrato di queste unità non fosse incorporato nella catena appenninica durante il Miocene superiore (Pescatore, 1988). Un'altra caratteristica peculiare è la duplice provenienza dei depositi, che derivano sia da un basamento cristallino, sia da unità di piattaforma carbonatica. Di conseguenza queste unità, che comprendono il Flysch di Serrapalazzo e il Flysch di Faeto, si sarebbero deposte tra il fronte dei sovrascorrimenti in avanzamento e la Piattaforma Apula, che costituisce l'avampaese attuale dell'Appennino Meridionale.

5. Piattaforma Apula

La Piattaforma Apula affiora in superficie quasi esclusivamente nell'avampaese, ma è stata più volte perforata dai pozzi effettuati per l'esplorazione petrolifera, in quanto rappresenta il principale serbatoio di idrocarburi dell'Appennino meridionale. I dati di sottosuolo hanno evidenziato che questa unità, estesa sotto buona parte della catena fino quasi alla costa tirrenica (Mostardini e Merlini, 1986; Menardi Noguera e Rea, 2000), è interessata da una serie di pieghe e sovrascorrimenti. Queste strutture determinano una serie di "alti" della Piattaforma Apula, localizzati a una profondità di circa 4 km, che rappresentano le principali trappole per gli idrocarburi (Fig. 3). L'intera successione apula, potente circa 7 km,come mostrato dal pozzo Puglia 1 (disponibile sul sito http://unmig.sviluppoeconomico.gov.it/videpi/), è costituita prevalentemente da carbonati di età Giurassica e Cretacica. Alla base della successione si osservano evaporiti, arenarie e conglomerati di età Triassica, che poggiano direttamente sul basamento cristallino. Il tetto dei carbonati apuli è ricoperto da sedimenti evaporitici, carbonatici e clastici del Miocene superiore-Pliocene. L'età di questi sedimenti permette di stabilire quando le unità appenniniche hanno ricoperto i differenti settori della Piattaforma Apula durante il loro avanzamento verso Nord-Est. Questa informazione può essere ricavata quasi esclusivamente utilizzando dati di pozzo; in un caso, però, è possibile ispezionare direttamente il tetto della Piattaforma Apula all'interno della catena appenninica. Si tratta

della potente successione di carbonati mesozoici, ricoperta da conglomerati e carbonati di età messiniana, situata sul M. Alpi (Van Dijket al., 2000; Corrado et al., 2002; Mazzoli et al., 2006). I dati ottenuti in questa località indicano che la Piattaforma Apula è stata sovrascorsa dalle unità alloctone dopo il Messiniano. Successivamente, la stessa unità è riemersa in superficie, in seguito all'attivazione di faglie ad alto angolo, durante il Pleistocene. Questa evoluzione, avvenuta nell'arco di circa cinque milioni di anni, ha comportato l'iniziale traslazione delle unità alloctone verso Nord-Est per decine di km e, in seguito, sollevamenti differenziali ad operadi faglie ad alto angolo.
La geometria dei sovrascorrimenti che interessano la Piattaforma Apula è stata ottenuta in base all'interpretazione delle linee sismiche, che indicano la presenza di strutture tipo *pop-up*, evidenti soprattutto in corrispondenza dell'alto di Tempa Rossa (Fig. 3; vedere anche MenardiNoguera e Rea, 2000). Il coinvolgimento del basamento all'interno di queste strutture è un problema ampiamente dibattuto in letteratura (Menardi Noguera e Rea, 2000; Scrocca et al., 2005; 2007). Nella sezione geologica in Fig.3 è stata seguita l'ipotesi più conservativa in termini di raccorciamento, e cioè che la Piattaforma Apula siano essenzialmente interessata da faglie inverse che determinano uno stile di tipo *thick-skinned*. La genesi delle faglie inverse può essere legata all'inversione di precedenti faglie normalo di età permo-triassica (Shiner et al., 2004).

6. Considerazioni conclusive

La discussione dei dati disponibili nei vari settori dell'Appennino meridionale evidenzia il notevole miglioramento delle conoscenze sulla struttura della catena, sia per quanto riguarda il significato delle unità affioranti che la geometria delle strutture profonde. La sezione geologica profonda di Fig. 3 permette di quantificare un raccorciamento del 74% (lunghezza originaria della sezione = 323 km; Fig. 5), paragonabile a quanto ottenuto da Menardi Noguera e Rea (2000) lungo una sezione geologica analoga. La stima del raccorciamento è fortemente influenzata dalle assunzioni effettuate per permettere la ricostruzione delle strutture tettoniche

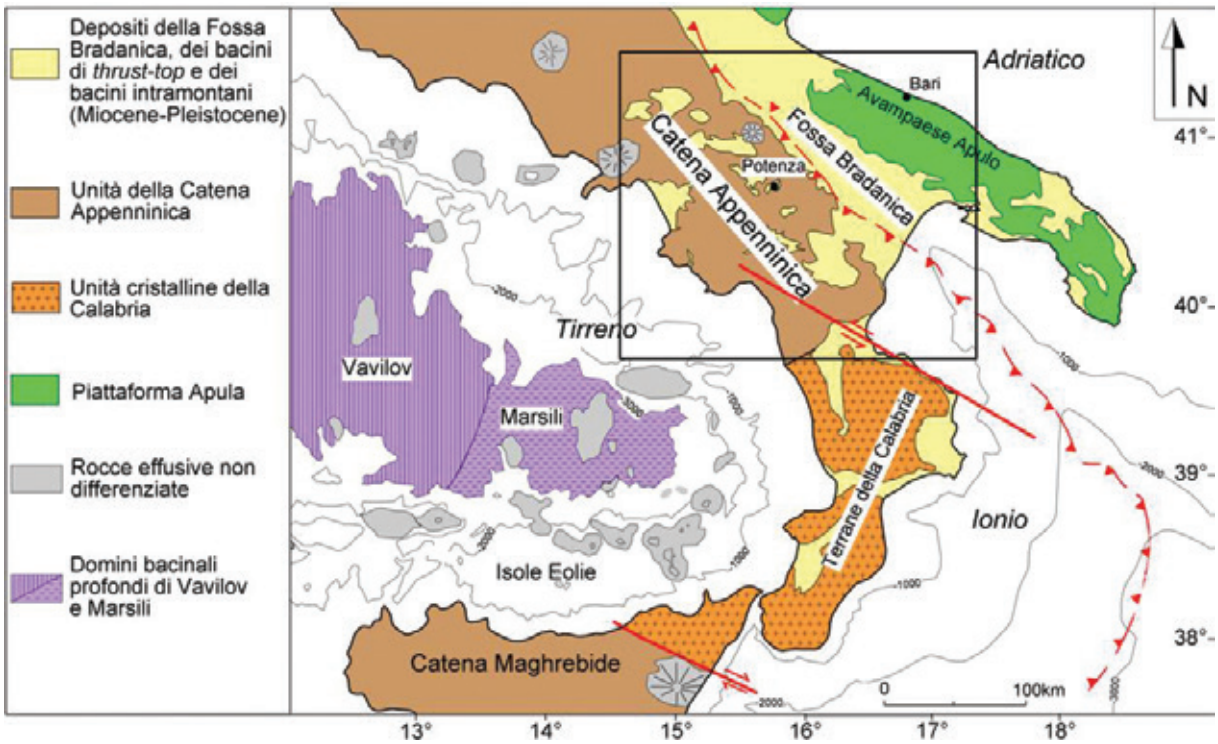


Fig. 5 Stime del raccorciamento basate sulle geometrie ricostruite nella sezione di Fig. 3.

e la successiva retrodeformazione. In particolare: **1)**lo stile delle strutture nella Piattaforma Apula è tipicamente *thick-skinned*; **2)**non sono state introdotte faglie normali a basso angolo per spiegare traslazione delle unità tettoniche verso il fronte della catena. In conclusione, per una migliore comprensione della cinematica della catena si dovrebbe meglio quantificare in futuro **i)**l'entità del coinvolgimento del basamento; **ii)**l'importanza delle faglie normali a basso angolo e più in generale dei fenomeni gravitativi nell'evoluzione della catena; **iii)**la geometria tridimensionale delle strutture.

Bibliografia

BALDUZZI, A., CASNEDI, R., CRESCENTI, U., MOSTARDINI, F. E TONNA, M. (1982) - Il Plio-Pleistocene del sottosuolo del Bacino Lucano (Avanfossa Appenninica). Geologica Romana 21, 89-111.

BONARDI G., AMORE F. O., CIAMPO G., DE CAPOA P., MICCONET P. & PERRONE V. (1988) – Il complesso Liguride. Auct.: stato delle conoscenze e problemi aperti sulla sua evoluzione pre-appenninica ed i suoi rapporti con l'Arco Calabro.Mem. Soc. Geol.It., 41, 17-35.

BONARDI, G., CAVAZZA, W., PERRONE, V., ROSSI, S. (2001) - Calabria-Peloritani terrane and northern Ionian sea. In: Vai, G.B., Martini, I.P. (Eds), Anatomy of an Orogen: The Apennines and Adjacent Mediterranean Basins. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Boston, London, pp. 287-306.

BUCCI F., NOVELLINO R., GUGLIELMI P., PROSSER G., TAVARNELLI E. (2012) - Geologicalmap of the northeasternsector of thehigh Agri Valley, Southern Apennines (Basilicata,Italy). Journal of Maps, DOI:10. 1080/17445647.2012.722403.

CAVALCANTE F., BELVISO C., LAURITA S, PROSSER G (2012) - P-T contraints from phyllosilicates of the LigurideComplex of the Pollino area (Southern Apennines, Italy): geologicalinferences. OFIOLITI (ISSN:0391-2612). 65- 75. 37.

CELLO G. & MAZZOLI S. (1999) – Apennine tectonics in Southern Italy: a review.J.Geodyn., 27, 191-211.

CELLO G., GAMBINI R., MAZZOLI S., READ A., TONDI E., ZUCCONI V., (2000) - Fault zone characteristics and scalingproperties of the Val d'Agri Fault System (Southern Apennines,Italy). Journal of Geodynamics. 29, 293-307.

CORRADO S., INVERNIZZI C., MAZZOLI S., (2002) - Tectonicburial and exhumationin aforelandfold and thrustbelt: the Monte Alpi case history (Southern Apennines, Italy). Geodinamica Acta, 15, 159–177.

GIANO, S., MASCHIO, L., ALESSIO, M., FERRANTI, L., IMPROTA, S., SCHIATTARELLA, M., (2000) - Radiocarbon dating of active faulting in the High Agri Valley, southern Italy. Journal of Geodynamics, 29, 371-386.

GUEGUEN E., DOGLIONI C. & FERNANDEZ M. (1998) - On the post-25 Ma geodynamic evolution of the western Mediterranean. Tectonophysics, 298, 259-269.

TURCO E., MACCHIAVELLI C., MAZZOLI S., SCHETTINO A., PIERANTONI P.P. (2012) - Kinematic evolution of Alpine Corsica in the framework of Mediterranean mountain belts. Tectonophysics, 579, 193–206.

HANDY, M.R., SCHMID, S.M., BOUSQUET, R., KISSLING, E., BERNOULLI, D. (2010) – Reconciling plate–tectonic reconstructions of Alpine Tethys with the geological–geophysical record of spreading and subduction in the Alps. Earth-Science Reviews 102, 121–158, http://dx.doi.org/10.1016/j.earscire2010.06.002.

INVERNIZZI C., BIGAZZI G., CORRADO S., DI LEO P., SCHIATTARELLA M. AND ZATTIN M. (2008) - New thermobaric constraints on the exhumation history of the liguride accretionary wedge, Southern Italy. Ofioliti, 33, 21-32.

KNOTT S. D. (1987) - The Liguride Complex of southern Italy-a Cretaceus to Paleogene accretionary wedge.Tectonophysics, 142, 217-243.

KNOTT S. D. (1994) - Structure, kinematics and metamorphism in the Liguride Complex, southern Apennines, Italy. J. Struct. Geol., 16, 1107-1120.

LENTINI, F., (1979) - Le unità Sicilidi della Val D'Agri (AppenninoLucano). Geologica Rom., v. 18, p. 215-224.

MALINVERNO, A., RYAN, W.B. (1986) - Extension in the Thyrrheniansea and shortening in the Apenninesas a results of arc migration driven by sinking of the lithosphere. Tectonics, 5, 227–245.

MATTEI M., CIFELLI F., D'AGOSTINO N. (2007) - The evolution of the CalabrianArc: Evidence from paleomagnetic and GPS observations. Earth and Planetary Science Letters, 263, 259–274.

MATTIONI L., TONDI E., SHINER P., RENDA P., VITALE S., CELLO G. (2006) - The Argille Varicolori unit in Lucania (Italy): a record of tectonic offscraping and gravity sliding in the Mesozoic-Tertiary Lagonegro Basin, southern Apennines. From: MORATTI,G, CHALOUAN,A. (eds): Tectonicsof the WesternMediterraneanandNorthAfrica. Geological Society, London, Special Publications, 262, 277-288.

MAZZOLI S. (1992) - Structural analysis of the Mesozoic Lagonegro Units in SW Lucania (Southern ItalianApennines). Studi Geologici Camerti, 12: 117-146.

MAZZOLI S., CORRADO S., DE DONATIS M., SCROCCA D., BUTLER R.W.H., DI BUCCI D., NASO G., NICOLAI C. E ZUCCONI V. (2000) - Time and spacevariability of «thin-skinned» and «thick-skinned» thrust tectonics in the Apennines (Italy).Rend. Fis.Acc. Lincei, 9, 11, 5-39.

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 Monte Alpi area. In: Mazzoli, S., Butler, R.W.H., Styles of Continental Contraction: Geological Society of America Special Paper 414, p. 55–77, doi: 10.1130/2006.2414(04).

MICONNET P. (1988) - Evolution mesozoique du secteur de Lagonegro. Memorie della Società Geologica Italiana, 41, 321-330.

MENARDI NOGUERA A. E REA G., 2000. Deepstructure of the Campanian–LucanianArc (Southern Apennine, Italy). Tectonophysics, 324, 239–265.

MONACO C. (1993a) – Le Unità liguridi nel confine calabro-lucano (Appennino meridionale): revisione dei dati esistenti, nuovi dati ed interpretazione. Boll. Soc. Geol.It., 112, 751-769.

MONACO C. (1993b) – Assetto geologico-strutturale dell'area di Timpa delle Murge. Boll. Soc. Geol.It., 112, 551-556.

MONACO C., TORTORICI L., MORTEN L., CRITELLI S., TANSI C. (1995) – Geologia del versante nord-orientale del massiccio del Pollino (confine calabro-lucano): nota illustrativa sintetica della carta geologica alla scala 1:50000.Boll. Soc. Geol.It., 114, 277-291.

MOSTARDINI, F., AND MERLINI, S., (1986) - Appennino centro meridionale Sezioni geologiche e proposta di modello strutturale. Mem. SocGeol.It., v. 35, p. 177-202.

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

PALLADINO G., PARENTE M., PROSSER G., DI STASO A. (2008) - Tectonic control on the deposition of the Lower Miocene sediments of the Monti della Maddalena Ridge (Southern Apennines): synsedimentary extensional deformation in a foreland setting. Boll.Soc.Geol.It. (Ital.J.Geosci.), Vol. 127, No. 2

PATACCA E., SCANDONE P. (2001) - Late thrust propagation and sedimentary response in the thrust-belt-foredeep system of the Southern Apennines (Pliocene-Pleistocene). In Vai G.B., Martini I.P. (eds), Anatomy of an orogen: the Apennines and the adjacent Mediterranean basins. KluwerAcademicPublishers, pp. 401-440.

PATACCA E. & SCANDONE P. (2004)-A geological transect across the southern Apennines along the seismic line Crop 04. 32nd International geological congress.

PATACCA E., SCANDONE P. (2007) - Geology of the Southern Apennines. Bollettino della Società Geologica Italiana. Volume speciale (7) pp. 75-119.

PESCATORE T. (1988) – La sedimentazione miocenica nell'Appennino campano – lucano. Mem. Soc. Geol.It., 41, 37-46.

PESCATORE T., RENDA P., SCHIATTARELLA M. & TRAMUTOLI M. (1999)-Stratigraphic and Structural relationships between Meso-Cenozoic Lagonegro basin and coeval carbonate platforms in southern Apennines, Italy. Tectonophysics, 315, 269-286.

PIEDILATO S. (2003) - Evoluzione strutturale della dorsale san Fele - Pescopagano (Basilicata) nel quadro tettonico dell'Appennino Meridionale. Tesi di Dottorato, XIV Ciclo, Università di Bari.

PIEDILATO, S., PROSSER, G. (2005) - Thrust sequences and evolution of the external sector of a fold and thrustbelt: an example from the Southern Apennines (Italy).J.Geodynamics39, 386–402.

PIERI P., VITALE G., BENEDUCE P., DOGLIONI C., GALLICCHIO S., GIANO S.I., LOIZZO R., MORETTI M., PROSSER

G., SABATO L., SCHIATTARELLA M., TRAMUTOLI M. E TROPEANO M., (1997) - Tettonica quaternaria dell'area bradanico-ionica. Il Quaternario 10, 535-542.

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, Potenza, 29Febbraio–1 Marzo.

ROSENBAUM, G., LISTER, G.S. (2004) - Neogene and Quaternary rollback evolution of the Tyrrhenian Sea, the Apennines, and the Sicilian Maghrebides. Tectonics, 23, TC1013. doi:10.1029/2003TC001518.

SANSONE M.T.C., TARTAROTTI P., PROSSER G., RIZZO G. (2012) - From ocean to subduction: the polyphase metamorphic evolution of the Frido Unit metadoleritedikes (Southern Apennine, Italy). In: (Eds.) Michele Zucali, Maria Iole Spalla, and Guido Gosso, Journal of the Virtual Explorer, volume 41, paper 3, doi: 10.3809/jvirtex.2011.00289.

SARTONI S. E CRESCENTI U. (1962) - Ricerche biostratigrafiche nel mesozoico dell'Appennino Meridionale. Giornale di Geologia, s. 2, 161-309.

SCANDONE P. (1967) – Studi di geologia lucana: la serie calcareo – silico - marnosa e i suoi rapporti con l'Appennino calcareo. Boll. Soc. Dei Natur. in Napoli, 76, 301-469.

SCANDONE P., BONARDI G. (1968)–Synsedimentary tectonics controlling deposition of mesozoic and tertiary carbonatic sequences of are assurrounding Vallo di Diano. Mem. Soc. Geol.It., 7, 1-10.

SCROCCA D., CARMINATI E., DOGLIONI C. (2005) - Deepstructure of the southern Apennines, Italy: Thin-skinned or thick-skinned? TECTONICS, 24, TC3005, doi:10.1029/2004TC001634.

SCROCCA D., SCIAMANNA S., DI LUZIO E., TOZZI M., NICOLAI C., GAMBINI R. (2007) - Structural setting along the CROP-04 deepseismic profile (Southern Apennines- Italy). Bollettino della Società Geologica Italiana. Volume speciale (7) pp. 283-296.

SHINER P., BECCACINI A., MAZZOLI S. (2004) - Thin-skinned versus thick-skinned structural models for Apulian carbonate reservoirs: constraints from the Val d'Agri Fields, S Apennines, Italy. Marine and Petroleum Geology 21 (2004) 805–827.

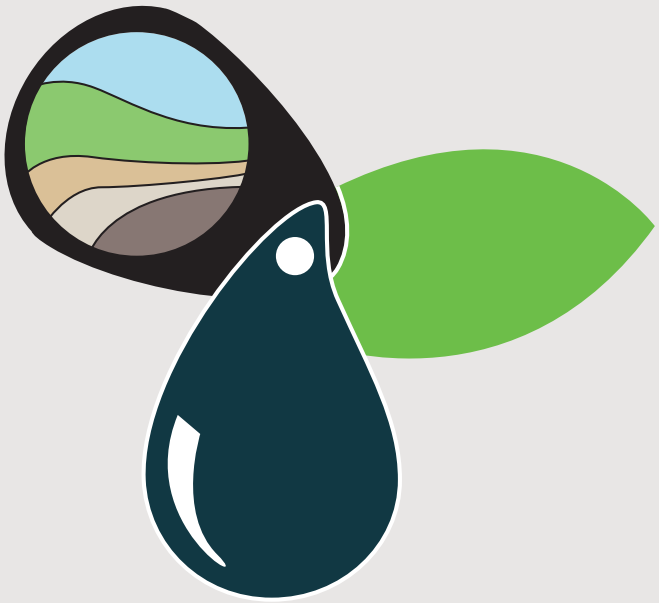
SPADEA P. (1982) - Continental crust rocks associated with ophiolites in Lucanian Apennine (southern Italy).Ofioliti, (2/3), 501-522.

STAMPFLI G.M., BOREL G.D., MARCHANT R., MOSAR J. (2002) - Western Alpsgeological constraints on western Tethyanre constructions. In: Rosenbaum, G. and Lister, G. S. 2002. Reconstruction of the evolution of the Alpine-HimalayanOrogen. Journal of the Virtual Explorer, 8, 77-106.

VAN DIJK J.P., BELLO M., TOSCANO C., BERSANI A., NARDON S. (2000) - Tectonic model and three-dimensional fracture network analysis of Monte Alpi (southern Apennines).Tectonophysics 324, 203–237.

Teatro Stabile,
Piazza M. Pagano
Sede Parco Nazionale dell'Appennino
Lucano-Val d'Agri-Lagonegrese

30 NOVEMBRE > *Potenza*
01 DICEMBRE > *Potenza*
02 DICEMBRE > *Marsico Nuovo*



1° CONGRESSO DEI GEOLOGI DI BASILICATA

RICERCA, SVILUPPO ED UTILIZZO DELLE FONTI FOSSILI

IL RUOLO DEL GEOLOGO

ATTI DEL CONGRESSO

ORDINE DEI GEOLOGI
DI BASILICATA

www.geologibasilicata.it/
http://congresso.geologibasilicata.it/2012/

SEGRETERIA ORGANIZZATIVA
ORDINE DEI GEOLOGI DI BASILICATA
Via Zara 114 - Potenza
Tel: 0971.35940, Fax: 0971.26352
congresso@geologibasilicata.it
Responsabile: Sig.ra Angela Rubolino

Con l'Alto Patronato di:
Presidenza della Repubblica Italiana

E il Patrocinio di:
Presidenza del Consiglio dei Ministri

Sponsorizzato da:

PRESIDENZA DEL CONGRESSO
Dott. Raffaele Nardone

RESPONSABILE ATTI CONGRESSUALI
Dott. Raffaele Nardone

COMITATO PROMOTORE | Geol. Carlo Accetta, Geol. Raffaele Carbone, Geol. Filippo Cristallo, Geol. Franco Guglielmelli, Geol. Domenico Laviola, Geol. Maurizio Lazzari, Geol. Raffaele Nardone, Geol. Nunzio Oriolo, Geol. Mary William

COMITATO ORGANIZZATORE | Geol. Raffaele Nardone - Coordinatore, Geol. Annamaria Andresini, Geol. Maurizio Lazzari, Geol. Nunzio Oriolo, Geol. Mary William

COMITATO SCIENTIFICO | Dott. Raffaele Nardone - Coordinatore,
Dott. Fabrizio Agosta, Dott. Mario Bentivenga, Dott. Claudio Berardi, Dott. Gerardo Colangelo, Ing. Ersilia Di Muro, Arch. Vincenzo L. Fogliano, Dott. Ivo Giano, Dott. Fabrizio Gizzi, Dott. Vincenzo Lapenna, Dott. Maurizio Lazzari, Dott. Sergio Longhitano, Ing. Maria Marino, Prof. Marco Mucciarelli, Dott. Lucia Possidente, Prof. Giacomo Prosser, Prof. Marcello Schiattarella, Prof. Vincenzo Simeone, Prof. Marcello Tropeano, Dott. Maria Pia Vaccaro, Dott. Donato Viggiano.

Tre intense giornate di sessioni ed interventi organizzate per i tecnici di tutti gli Ordini e Collegi, Operatori del settore Oil&Gas, Top Manager, Amministratori, Dirigenti e Funzionari della Pubblica Amministrazione, Studenti.
L'obiettivo primario è quello di focalizzare l'attenzione sul ruolo che il geologo ha assunto in relazione allo sfruttamento compatibile e sostenibile delle fonti fossili naturali.
La tematica verrà affrontata grazie all'intervento di relatori di altissimo livello tecnico ed istituzionale, con interessanti dibattiti ed una tavola rotonda sulla gestione ambientale e formazione professionale.

Proprietà letteraria riservata
Editore

1a edizione: 2013

Tutti le immagini sono il frutto della ricerca dei relatori e quindi sono utilizzate in questa pubblicazione ad esclusivo scopo didattico e divulgativo.