I S P R A
Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale
SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA
Organo Cartografico dello Stato (legge n° 68 del 2.2.1960)

NOTE ILLUSTRATIVE della CARTA GEOLOGICA D'ITALIA alla scala 1:50.000

foglio 451
MELFI

a cura di
M. Schiattarella[1], P. Giannandrea[1], C. Principe[2], L. La Volpe[3]

Con contributi di:
M. Marino[2], **M. Romeo**[4] *(Biostratigrafia)*
V. Del Gaudio[3] *(Sismicità)*
M. Maggiore (†) *(Idrogeologia)*

(1) Dipartimento di Scienze, Università della Basilicata
(2) Istituto di Geoscienze e Georisorse, CNR, Pisa
(3) Dipartimento di Scienze della Terra e Geoambientali, Università di Bari Aldo Moro
(4) Dipartimento di Scienze Biologiche, Geologiche e Ambientali, Università di Catania

Ente realizzatore: CNR Consiglio Nazionale delle Ricerche

note_451_Melfi_09-12-15.indd 1 25/01/16 10:47

Direttore del Servizio Geologico d'Italia - ISPRA:
C. Campobasso
Responsabile del Progetto CARG per il Servizio Geologico d'Italia - ISPRA:
F. Galluzzo
Responsabile del Progetto CARG per il CNR:
R. Polino (IGG) fino al 2009**, P. Messina** (IGAG)
Gestione operativa del Progetto CARG
per il Servizio Geologico d'Italia - ISPRA: **M. T. Lettieri**
per il Consiglio Nazionale delle Ricerche - CNR: **P. Messina** (IGAG)

Per il Servizio Geologico d'Italia - ISPRA:
Revisione scientifica:
R. Di Stefano (†)**, A. Fiorentino, F. Papasodaro, P. Perini,**
R. Bonomo, V. Ricci, L. Vita (vulcanico)
Coordinamento cartografico: **D. Tacchia** (coord.)**, V. Pannuti**
Revisione informatizzata dei dati geologici:
L. Battaglini, R. Carta, A. Fiorentino (ASC)
Coordinamento editoriale:
D. Tacchia (coord.)**, V. Pannuti**

Per il Consiglio Nazionale delle Ricerche:
Funz. delegato: **P. Manetti** (IGC)
Coord. operativo: **A. Cavallin** (IDPA)
Coordinamento cartografico e editoriale:
P. Giannandrea (Università della Basilicata)

Informatizzazione e allestimento cartografico per la stampa dalla Banca Dati:
Litografia Artistica Cartografica s.r.l., Firenze

Gestione tecnico-amministrativa del Progetto CARG:
M.G. Gori - Consiglio Nazionale delle Ricerche - IGC

Si ringraziano i componenti del precedente Comitato Geologico Nazionale per il loro contributo scientifico.

Stampa:

note_451_Melfi_09-12-15.indd 2 25/01/16 10:47

INDICE

I	**- INTRODUZIONE E INQUADRAMENTO GEOGRAFICO** ..... Pag.	7
II	**- INQUADRAMENTO GEOLOGICO REGIONALE** .... »	9
1.	- CARATTERI GEOLOGICI E MORFOTETTONICI DELL'APPENNINO CAMPANO-LUCANO ..... »	9
2.	- LINEAMENTI GEOLOGICI GENERALI DELL'AREA DEL FOGLIO E PRECEDENTI CONOSCENZE ..... »	13
3.	- IL VULCANO DEL MONTE VULTURE ..... »	15
3.1.	- Geocronologia ..... »	18
3.2.	- Caratteri petro-chimici delle vulcaniti ..... »	19
III	**- CENNI DI GEOMORFOLOGIA** ..... »	25
IV	**- STRATIGRAFIA** ..... »	27
1.	- BIOSTRATIGRAFIA ..... »	28
2.	- UNITÀ DEL SUBSTRATO MESO-CENOZOICO ..... »	32
2.1.	- Unità Tettonica Sicilide ..... »	32
2.1.1.	- *Gruppo delle Argille Variegate* (**AV**) ..... »	33
2.1.1.1.	- Argille Varicolori Inferiori (**AVF**) ..... »	33
2.1.1.2.	- Formazione di Monte Sant'Arcangelo (**FMS**) ..... »	34
2.2.	- Unità Tettoniche della piattaforma appenninica ..... »	34
2.2.1.	- *Unità Tettonica Monte Marzano - Monti della Maddalena* »	35
2.2.1.1.	- Calcari a *Palaeodasycladus* (**CPL**) ..... »	35
2.2.1.2.	- calcari con requienie e gasteropodi (**CRQ**) ..... »	35
2.2.1.3.	- calcari bio-litoclastici con rudiste (**CBI**) ..... »	36
2.3.	- Unità Tettoniche del Bacino Lagonegrese ..... »	36
2.3.1.	- *Unità Tettonica di Monte Arioso* ..... »	36
2.3.1.1.	- Calcari con Selce ($\mathbf{SLC_d}$) ..... »	38
2.3.1.2.	- Scisti Silicei ($\mathbf{STS_d}$) ..... »	38
2.3.1.3.	- Flysch Galestrino (**FYG**) ..... »	38
2.3.1.4.	- Flysch Rosso (**FYR**) ..... »	39
2.3.2.	- *Unità Tettonica di Groppa d'Anzi* ..... »	40
2.3.2.1.	- Sub-unità Tettonica del Torrente Rifezze ..... »	41
2.3.2.1.1.	- *Gruppo delle Argille Variegate* (**AV**) ..... »	41
2.3.2.2.	- Sub-unità Tettonica di Sassano - Monte Mattina ..... »	42
2.3.2.2.1.	- *Flysch Galestrino* (**FYG**) ..... »	42
2.3.2.2.2.	- *Flysch Rosso* (**FYR**) ..... »	43

note_451_Melfi_09-12-15.indd 3 25/01/16 10:47

2.3.2.2.3. - *formazione di Paola Doce* (**PDO**) ..... » 44
2.3.2.2.4. - *flysch numidico* (**FYN**) ..... » 45
2.3.2.2.5. - *formazione di Serra Palazzo* (**PAA**) ..... » 46
2.4. - Unità tettonica di San Chirico ..... » 46
2.4.1. - *flysch numidico* (**FYN**) ..... » 47
2.4.2. - *formazione di Serra Palazzo* (**PAA**) ..... » 47
2.5. - Unità tettonica della Daunia ..... » 48
2.5.1. - *flysch di Faeto* (**FAE$_a$**) ..... » 48
2.6. - Unità mioceniche discordanti sulle unità Tettoniche ..... » 48
2.6.1. - *arenarie di Cerreta - Bosco di Pietra Palomba* (**ACP**) ..... » 49
2.6.2. - *Formazione di Castelvetere* (**CVT**) ..... » 50
2.6.3. - *evaporiti di Monte Castello* (**CTL**) ..... » 51
3. - UNITÀ PLIO-PLEISTOCENICHE DELLA CATENA APPENNINICA ..... » 51
3.1. - Unità dei bacini dell'Ofanto e di Ariano Irpino ..... » 53
3.1.1. - *supersintema di Aquilonia* (**AQ**) ..... » 54
3.1.2. - *supersintema di Ariano Irpino* (**AR**) ..... » 56
3.1.2.1. - sintema di Andretta (**SAD**) ..... » 57
3.1.2.2. - sintema di Ruvo del Monte (**RVM**) ..... » 58
3.1.3. - *supersintema della Fiumara di Atella* (**FM**) ..... » 60
3.1.3.1. - sintema della Difesa (**SDI**) ..... » 61
3.1.3.2. - sintema di Monte Sirico (**MSI**) ..... » 61
4. - UNITÀ QUATERNARIE ..... » 62
4.1. - Unità vulcaniche del Monte Vulture e dei bacini sedimentari ad esso associati ..... » 63
4.1.1. - *supersintema di Monte Vulture* (**MV**) ..... » 63
4.1.1.1. - sintema dei Piani di Mesole e dell'Incoronata (**PMI**) (Bacino del Fiume Ofanto) ..... » 66
4.1.1.2. - sintema di Foggianello (**FGG**) ..... » 68
4.1.1.3. - sintema di Barile (**SBL**) ..... » 72
4.1.1.4. - sintema di Melfi (**SMF**) ..... » 78
4.1.2. - *supersintema di Monticchio* (**MH**) ..... » 80
4.1.2.1. - sintema del Fosso dello Stroppito (**SFS**) (Bacino della Fiumara di Atella e del Fosso dello Stroppito) ..... » 81
4.1.2.2. - sintema di Conza della Campania (**CZC**) (Bacino del Fiume Ofanto) ..... » 82
4.1.2.3. - sintema della Valle dei Grigi - Fosso del Corbo (**VGC**) ..... » 83
4.1.2.4. - sintema dei Laghi di Monticchio (**LGM**) ..... » 84
4.2. - Unità non distinte in base al bacino di pertinenza ..... » 87
4.2.1. - *Unità completamente formate* (**UIN**) ..... » 88
4.2.2. - *Unità in formazione* (**UID**) ..... » 88

note_451_Melfi_09-12-15.indd 4 25/01/16 10:47

V **- TETTONICA** ..... » 91
1. - CARATTERI DEFORMATIVI GENERALI DELL'AREA ..... » 91
1.1. - UNITÀ MESO-CENOZOICHE E PLIOCENICHE ..... » 93
1.2. - UNITÀ QUATERNARIE ..... » 95

VI **- SISMICITÀ** ..... » 97

VII **- ELEMENTI DI GEOLOGIA APPLICATA** ..... » 101
1. - ATTIVITÀ ESTRATTIVA E RISORSE MINERARIE ..... » 101
2. - IDROGEOLOGIA ..... » 102
3. - FRANE ..... » 108

VIII **- ABSTRACT** ..... » 111

BIBLIOGRAFIA ..... » 115

note_451_Melfi_09-12-15.indd 5 25/01/16 10:47

note_451_Melfi_09-12-15.indd 6 25/01/16 10:47

I - INTRODUZIONE E INQUADRAMENTO GEOGRAFICO

L'area del Foglio 451 "Melfi" della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 è posizionata in Appennino meridionale, al confine fra Campania e Basilicata. Nell'area sono presenti i comuni di Conza della Campania Nuova, Sant'Andrea di Conza, Cairano, Calitri, Aquilonia e Monteverde, nella porzione campana (alta Irpinia), e i comuni di Melfi, Atella, Ruvo del Monte, Rapone, San Fele e Pescopagano nella porzione lucana. Il foglio comprende parte dell'alta e media valle del Fiume Ofanto, che l'attraversa quasi per intero dal bordo occidentale fino al margine nord-orientale, e alcuni suoi affluenti, tra i quali il maggiore è rappresentato dalla Fiumara di Atella. Sono inoltre presenti i laghi vulcanici di Monticchio ed il lago artificiale di Saetta. L'area della carta ricade in nove tavolette alla scala 1:25.000 della vecchia cartografia I.G.M. (186 I NE "Monte Mattina" *p.p.*; 186 I SE "Calitri" *p.p.*; 186 II NE "Castelgrande" *p.p.*; 187 IV NO "Aquilonia" *p.p.*; 187 IV NE "Melfi" *p.p.*; 187 IV SO "Ruvo del Monte"; 187 IV SE "Atella" *p.p.*; 187 III NO "Muro Lucano" *p.p.*; III NE "Sant'Ilario di Atella" *p.p.*). Ai fini del rilevamento geologico sono state usate, oltre alle basi topografiche I.G.M., la cartografia a scala 1:5.000 della Cassa del Mezzogiorno e, ove disponibili, le restituzioni aereofotogrammetriche a scala 1:10.000 e 1:5.000 (Comuni di Melfi, Monteverde, Calitri e Pescopagano).

La carta geologica include sia unità del substrato meso-cenozoico sia successioni plio-pleistoceniche e quaternarie. Nell'ambito del substrato sono state distinte più unità tettoniche, comprendenti successioni litostratigrafiche

continue e concordanti, oltre a diverse unità litostratigrafiche il cui rapporto con le unità più antiche è di tipo discordante e discontinuo. Le unità plio-pleistoceniche corrispondono alle successioni sedimentarie clastiche della catena appenninica, mentre quelle quaternarie sono rappresentate dai depositi terrazzati, suddivisi per bacino di pertinenza, dai prodotti vulcanici del Monte Vulture e dai depositi dei bacini sedimentari ad esso associati.

I lavori di rilevamento del Foglio 451 "Melfi" sono stati coordinati da L. La Volpe del Dipartimento di Scienze della Terra e Geoambientali dell'Università di Bari Aldo Moro e diretti da M. Schiattarella del Dipartimento di Scienze dell'Università della Basilicata. C. Principe dell'Istituto di Geoscienze e Georisorse del CNR di Pisa ha curato la consulenza per i rilievi e la stratigrafia dei terreni vulcanici. P. Giannandrea del Dipartimento di Scienze dell'Università della Basilicata, in parte coadiuvato da T. Belgiorno, ha eseguito il rilevamento geologico del Foglio sia per quanto concerne le unità sedimentarie che per quelle vulcaniche ed ha curato gli studi sedimentologici dei depositi terrigeni ed epiclastici associati alle unità vulcaniche. M. Marino del Dipartimento di Scienze della Terra e Geoambientali dell'Università di Bari Aldo Moro e M. Romeo del Dipartimento di Scienze Biologiche, Geologiche e Ambientali, dell'Università di Catania hanno eseguito le analisi biostratigrafiche rispettivamente per le associazioni a nannofossili e per quelle a foraminiferi.

note_451_Melfi_09-12-15.indd 8 25/01/16 10:47

II - INQUADRAMENTO GEOLOGICO REGIONALE

1. - CARATTERI GEOLOGICI E MORFOTETTONICI DELL'APPENNINO CAMPANO-LUCANO

La catena sud-appenninica è costituita in gran parte da unità tettoniche derivate dalla deformazione del paleomargine mesozoico-terziario apulo-africano (D'Argenio *et alii*, 1973, 1975), che rappresentano anche l'ossatura geologica dell'area compresa nel Foglio 451 "Melfi" della Carta d'Italia in scala 1:50.000 (Fig. 1), ed i cui termini più antichi affiorano largamente in Campania ed in Basilicata occidentale (Scandone, 1972). In misura minore e soprattutto nella sua porzione più interna, il prisma orogenico è formato anche da coperture oceaniche tetidee giurassico-oligoceniche, localmente associate a rocce di basamento (gabbri, basalti, serpentiniti, gneiss), presenti in Cilento e in Lucania meridionale (Ogniben, 1969; Knott, 1987; Mauro & Schiattarella, 1988; Bonardi *et alii*, 1988; Monaco & Tortorici, 1995).

Le unità tettoniche sono state impilate con vergenza adriatica dall'Oligo-Miocene. La loro deformazione è stata accompagnata dalla sedimentazione di potenti cunei clastici miocenici e pliocenici che affiorano diffusamente anche in alta Irpinia e in Basilicata centro-orientale e settentrionale, a tetto di unità cretacico-oligoceniche a dominante argillosa la cui attribuzione tettonica e/o paleogeografica è talora incerta (Gallicchio *et alii*, 1996). La porzione più orientale del territorio lucano è invece caratterizzata dall'estesa presenza dei sedimenti dell'avanfossa plio-pleistocenica ("Fossa bradanica", Pieri *et alii*, 1996, *cum bibl.*), non affioranti nell'area compresa nel Foglio (Fig. 1).

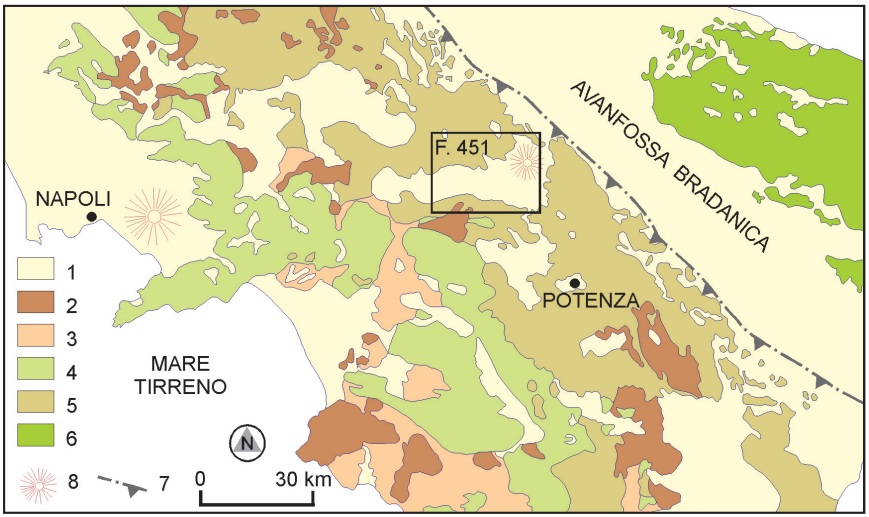
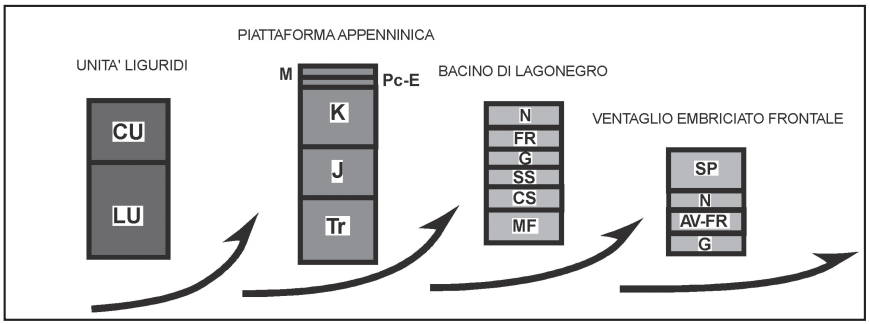


Fig. 1 - *Schema geologico dell'Appennino campano-lucano. Legenda: 1. Sedimenti plio-quaternari e vulcaniti quaternarie; 2. Depositi sinorogeni miocenici discordanti; 3. Unità interne cretaceo-oligoceniche ofiolitifere (Unità Liguridi) e a dominante argillosa (Unità Sicilidi); 4. Carbonati meso-cenozoici della Piattaforma campano-lucana; 5. Successioni triassico-mioceniche del Bacino lagonegrese; 6. Carbonati meso-cenozoici della Piattaforma Apula; 7. Fronte di sovrascorrimento della catena; 8. Edifici vulcanici.*

Le differenti unità tettoniche a scala regionale, che derivano dal margine passivo mesozoico, compongono l'Appennino campano-lucano (Fig. 2) e sono costituite sia da successioni di piattaforma carbonatica ("Piattaforma Appenninica" in Mostardini & Merlini, 1986, o campano-lucana *sensu* D'Argenio *et alii*, 1973; cfr. anche Sgrosso, 1988, per una configurazione più complessa degli elementi paleogeografici) che di bacino pelagico ("Bacino di Lagonegro", Scandone, 1975). Lungo una geotraversa dalla costa tirrenica all'avampaese murgiano si riconoscono, da ovest verso est, le seguenti unità (Prosser *et alii*, 1996; Pescatore *et alii*, 1999, *cum bibl.*): a) le unità "interne", comprendenti le Unità Liguridi, che rappresentano un prisma di accrezione oligo-miocenico con blocchi di ofioliti, coperto da depositi sintettonici miocenici, e le Unità Sicilidi, costituite da successioni a dominanza argillosa evolventi verso l'alto a sedimenti silico-clastici; b) la piattaforma campano-lucana, che separava l'oceano ligure dal bacino di Lagonegro, frammentata in diverse unità tettoniche; c) le unità lagonegresi, derivanti dalla deformazione del bacino omonimo; d) le unità irpine, depositatesi in bacini-satellite e di avanfossa nel Miocene medio-superiore al di sopra delle unità meso-cenozoiche deformate; e) le unità della Fossa bradanica, che rappresentano il riempimento clastico dell'avanfossa plio-pleistocenica; f) la piattaforma Apula.



UNITA' LIGURIDI: **CU** = Unità del Cilento (Miocene inferiore); **LU** = Unità Liguridi (unità ofiolitifere del Giurassico-Oligocene)

PIATTAFORMA APPENNINICA: **M** = formazioni del Bifurto e Cerchiara (Miocene inferiore-medio); **Pc-E** = formazione di Trentinara (Paleocene-Eocene); **K** = calcare di piattaforma cretacico; **J** = calcare di piattaforma giurassico; **Tr** = dolomie e calcari dolomitici triassici

BACINO DI LAGONEGRO: **N** = flysch numidico (Miocene inferiore-medio); **FR** = Flysch Rosso (Cretacico medio - Oligocene); **G** = Flysch Galestrino (Cretacico inferiore); **SS** = Scisti Silicei (Giurassico); **CS** = Calcari con Selce (Triassico superiore); **MF** = Formazione di Monte Facito (Triassico inferiore-medio).

VENTAGLIO EMBRICIATO FRONTALE: **SP** = formazione di Serra Palazzo (Miocene superiore); **N** = flysch numidico (Miocene inferiore-medio); **AV-FR** = Argille Varicolori - Flysch Rosso (Cretacico medio - Oligocene); **G** = Flysch Galestrino (Cretacico inferiore)

Fig. 2 - *Schema tettono-stratigrafico dell'Appennino campano-lucano (da* Schiattarella, *1998, modif.).*

Lungo il fronte orientale della catena nel tratto lucano sono state documentate evidenze di attività compressiva recente, come nella zona di Tricarico (Pieri *et alii*, 1997) e del Vulcano del Monte Vulture (Beneduce & Schiattarella, 1997). Le porzioni tirrenica ed assiale dell'orogene sono invece interessate dalla tettonica estensionale plio-quaternaria, come documentato dalle evidenze geomorfologiche e strutturali (Brancaccio *et alii*, 1991; Ortolani *et alii*, 1992) e dalla sismicità (Amato & Selvaggi, 1993). L'Appennino campano-lucano (il cui andamento medio è all'incirca N150°, corrispondente alla direzione dei principali sovrascorrimenti e delle faglie dirette recenti) è anche largamente interessato da faglie trascorrenti plio-quaternarie orientate secondo gli andamenti N120°±10° e N50°-60° (Ghisetti & Vezzani, 1982; Knott & Turco, 1991; Ortolani *et alii*, 1992; Caiazzo *et alii*, 1992; Russo & Schiattarella, 1992; Cinque *et alii*, 1993; Catalano *et alii*, 1993; Schiattarella *et alii*, 1994; Schiattarella, 1996, 1998) e localmente da faglie normali a basso angolo di incerta attribuzione cronologica (Ferranti *et alii*, 1996).

Le strutture compressive della catena sono rappresentate da pieghe generate da sovrascorrimenti sia nei massicci carbonatici silentino-lucani (Schiattarella, 1996; Tozzi *et alii*, 1996; Castellano & Schiattarella, 1998) che nella zona frontale (Riviello *et alii*, 1997), mentre nel settore assiale lagonegrese prevale uno stile plicativo a duomi e bacini (Pescatore *et alii*, 1999). In quest'area le pieghe non sono sempre relazionabili alla cinematica dei sovrascorrimenti

(Mazzoli, 1992; Mazzoli *et alii*, 2001) e sono anzi talvolta tagliate da questi, così come alcuni sovrascorrimenti appaiono piegati (Torrente, 1990). Nella zona esterna della catena le pieghe crescono dal Tortoniano in poi, come evidenziato dalle geometrie a ventaglio dei sedimenti sintettonici che ricoprono in *onlap* i fianchi delle pieghe e/o dalle caratteristiche litologiche dei sedimenti sintettonici (*flysch di Gorgoglione*, *Formazione di Castelvetere*, *formazione di Serra Palazzo*, successioni plioceniche e quaternarie dei bacini satelliti dell'Ofanto, di Potenza, di Calvello, di Sant'Arcangelo e dell'avanfossa bradanica).

Sebbene la struttura a pieghe e sovrascorrimenti sia notevolmente smembrata da faglie quaternarie distensive e trascorrenti - come ad esempio in corrispondenza delle depressioni del Vallo di Diano e della Val d'Agri - appare possibile restaurare le geometrie dei sovrascorrimenti mio-pliocenici al fine di ottenere una stima realistica del raccorciamento associato allo sviluppo della catena appenninica (Prosser *et alii*, 1996). Una valutazione dello *shortening* neogenico basata sulla retrodeformazione di sezioni regionali - che non tenga peraltro conto della notevole deformazione interna delle Unità Liguridi (cfr. p.es. Mauro & Schiattarella, 1988) - indica un valore minimo del 50% (equivalente a circa 100 km) rispetto all'originaria ampiezza dei domini paleogeografici. Tale valore raddoppia se viene considerata anche la traslazione del prisma appenninico sulla piattaforma Apula. Se si considera che l'orogenesi sudappenninica ha inizio intorno a 20 Ma, si può calcolare un tasso medio di raccorciamento di circa 1 cm/a, che appare assai elevato se confrontato con quelli relativi alle medie note per altre catene. Altri Autori, tuttavia (cfr. Mazzoli *et alii*, 2001), ritengono di minore entità il raccorciamento neogenico, almeno relativamente alle unità lagonegresi, il cui valore si attesterebbe intorno al 35%.

La caratteristica principale della catena appenninica rispetto ad altri orogeni resta tuttavia quella di essere ampiamente interessata da faglie plio-quaternarie ad alto angolo, con differenti cinematiche ed orientazioni, che hanno scomposto i sovrascorrimenti derivanti dalla tettogenesi neogenica (Ortolani *et alii*, 1992; Schiattarella, 1998 *cum bibl.*) e mostrano una diretta connessione con la sismicità dell'area (Amato & Montone, 1997). I terremoti con maggiore rilascio di energia sono infatti ubicati lungo le faglie ad alto angolo con andamento appenninico ed antiappennico. Alcuni paleosuoli ritrovati in alta Val d'Agri e coinvolti nel fagliamento quaternario hanno fornito età ^{14}C comprese tra 40 e 20 ka (Giano *et alii*, 2000), a dimostrazione del carattere potenzialmente sismogenico delle faglie quaternarie bordiere delle depressioni intermontane ubicate lungo la zona assiale della catena. Nell'Appennino campano-lucano sono ben noti i lineamenti tettonici con orientazione intorno all'andamento medio N120°, spesso perimetrali rispetto alle grandi morfostrutture positive della catena, come le faglie parallele alla "Linea del Pollino", a nord dell'omonima dorsale carbonatica (Schiattarella, 1998, *cum bibl.*), o il sistema di faglie bordiere dell'alta Val d'Agri (Giano *et alii*,

note_451_Melfi_09-12-15.indd 12 25/01/16 10:47

1997), o anche la "Faglia di Scorciabuoi", che borda a settentrione il bacino di Sant'Arcangelo (Pieri *et alii*, 1997). Le faglie con direzione N120° rappresentano dunque elementi a diffusione regionale (Schiattarella, 1996, 1998) e risultano responsabili della strutturazione di molti bacini intermontani quaternari dell'Appennino meridionale (Ascione *et alii*, 1992; Caiazzo *et alii*, 1992; Russo & Schiattarella, 1992; Schiattarella *et alii,* 1994; Perri & Schiattarella, 1997; Pieri *et alii*, 1997), attivandosi con cinematiche differenti durante più stadi deformativi.

Da un punto di vista geomorfologico, la catena sudappenninica è caratterizzata da un profilo topografico fortemente asimmetrico. La linea di cresta della catena montuosa è infatti spostata verso il margine tirrenico dell'orogene, non coincidendo peraltro con lo spartiacque regionale. Per tal motivo il fianco orientale della catena ha una maggiore lunghezza ed una minore pendenza media di quello occidentale. Le cime più alte si attestano intorno ai 2000 m s.l.m., mentre l'elevazione media della catena è di circa 650 m s.l.m. (Amato & Cinque, 1999).

La sommità dei rilievi è spesso caratterizzata da una topografia blandamente mossa o sub-orizzontale attribuibile ai relitti di antiche superfici erosionali che tagliano successioni stratigrafiche e strutture tettoniche di vario genere (Brancaccio *et alii*, 1991; Russo & Schiattarella, 1992; Amato & Cinque, 1999, Ascione & Romano, 1999, tra gli altri). Il sollevamento regionale plio-quaternario ha sospeso questi antichi paesaggi rispetto all'attuale livello di base ed ha ripetutamente innescato nuovi cicli morfogenetici. Le superfici di spianamento sono pertanto distribuite lungo l'intera fascia orogenica ed organizzate in più generazioni sovrapposte, comprese tra i 500 ed i 1500 m s.l.m., variamente dissecate dall'erosione lineare e dislocate da faglie ad alto angolo (Amato & Cinque, 1999).

I tassi di sollevamento dell'Appennino campano-lucano si attestano mediamente intorno a valori di 1 mm/a (Westaway, 1993; Amato, 2000; Schiattarella *et alii*, 2003).

2. - LINEAMENTI GEOLOGICI GENERALI E PRECEDENTI CONOSCENZE

L'area del Foglio "Melfi" si estende su di un settore di catena caratterizzato da tre elementi di primo ordine.

Il primo è rappresentato dall'accostamento tettonico di successioni mesozoiche di bacino profondo, costituite in prevalenza da calcari con selce, radiolariti e marne silicifere (occupano buona parte della fascia meridionale del foglio), e subordinatamente di piattaforma carbonatica (che compaiono solo nell'angolo sud-occidentale della carta), con unità bacinali cretacico-

oligoceniche, a prevalente componente argillosa. Queste ultime, presenti in buona parte della restante area rilevata, sono ricoperte in discordanza da formazioni clastiche sinorogene mioceniche e plioceniche. Ciò implica una variazione dello stile strutturale nell'ambito del foglio, con particolare riferimento al livello di scollamento delle unità impilate, oltre ad una marcata diversità geomorfologica tra i due settori di affioramento delle successioni sedimentarie.

Il secondo aspetto peculiare è tributato all'area in oggetto dall'orientazione delle morfostrutture positive costituite dai terreni più antichi della fascia meridionale e della sinforme del bacino pliocenico dell'Ofanto, che si dispongono con andamento all'incirca E-O, a differenza dei settori contigui della catena e delle stesse dorsali che costituiscono la restante parte dell'area rilevata e che sono orientate in direzione NO-SE. Questo suggerisce che l'area di studio rappresenta una zona di svincolo cinematico, o quanto meno di flesso delle strutture, a scala regionale.

Il terzo carattere dominante del Foglio "Melfi" è costituito dalla presenza del vulcano quaternario del Monte Vulture nell'area del fronte della catena, in una posizione apparentemente anomala rispetto ai vulcani quaternari dell'Italia meridionale, collocati in zone interessate da tettonica distensiva lungo la fascia peritirrenica della catena o nel bacino tirrenico. L'edificio vulcanico del Vulture risulta in effetti ubicato su una linea di trasferimento strutturale di importanza litosferica (linea del Vulture), che si dipana attraverso l'intera catena con andamento antiappenninico (Schiattarella *et alii*, 2005).

Oltre agli scritti di carattere regionale (cfr. Pescatore *et alii*, 1999, *cum bibl*., per una vasta sintesi bibliografica sull'Appennino campano-lucano), non ci sono molti lavori di dettaglio riguardanti l'area di rilevamento, ad eccezione dell'ampia letteratura disponibile sull'edificio vulcanico del Monte Vulture.

Per quanto concerne i depositi plio-quaternari, vanno ricordati i lavori di Zanzucchi (1959), che studia le frane pleistoceniche dell'alta valle dell'Ofanto, e di Vezzani (1968), che cura la stratigrafia della successione clastica del Pliocene inferiore-medio di Ruvo del Monte. Delle unità sinorogene mioceniche che ricadono nell'area del foglio si sono invece occupati Cocco *et alii* (1972) e, più recentemente, Critelli & Le Pera (1995). A Centamore *et alii* (1971) si deve un dettagliato studio sulla geologia della zona compresa tra Acerenza ed Avigliano, scaturito dai rilievi e successive revisioni del Foglio 187 "Melfi" alla scala 1:100.000 (tale area non è tuttavia compresa nel Foglio 451 "Melfi" alla scala 1:50.000, oggetto delle presenti note illustrative). Le unità pelagiche meso-cenozoiche affioranti nei dintorni di San Fele ("*Serie calcareo-silico-marnosa*"), al bordo meridionale del foglio, sono accuratamente descritte da Scandone (1972).

Per quanto riguarda gli aspetti tettonici, Ortolani (1974) descrive le faglie ad andamento antiappenninico e più in generale la struttura geologica dell'area irpina. In anni più recenti Hippolyte *et alii* (1992, 1994) si occupano

della deformazione e del significato tettono-stratigrafico del bacino pliocenico dell'Ofanto, mentre Riviello *et alii* (1997) illustrano la struttura della porzione frontale dell'Appennino lucano e dell'antistante avanfossa all'altezza di Tolve, circa venti km a sud-est dell'area del foglio.

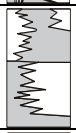
3. - IL VULCANO DEL MONTE VULTURE

La natura vulcanica del Monte Vulture è stata segnalata per la prima volta dall'Abate Domenico Tata nella sua *Lettera sul Monte Vulture a sua eccellenza il Signor D. Guglielmo Hamilton* datata 1778. Successivamente al Tata, fu la volta di Giussone & Tenore (1840) nel descrivere "lo splendido bosco che orna la cima del Vulcano e le sue sorgenti", e di Palmieri & Scacchi (1852) a scoprire le ricchezze mineralogiche dei suoi peculiari litotipi. Tuttavia per trovare il primo vero studio geologico di questa regione occorre attendere De Lorenzo (1900) ed il suo *Studio Geologico del Monte Vulture*, del quale ancor oggi suscitano ammirazione la chiarezza e la lucidità delle intuizioni geologiche. Affinché altri dopo di lui si occupino di questo vulcano, sperduto in mezzo ai monti della Basilicata e tanto più difficile da raggiungere rispetto ai più famosi "cugini" della costa tirrenica, occorrerà aspettare gli anni '60 e l'esaustivo lavoro di Hieke Merlin (1965, 1967).

La cartografia preesistente del Monte Vulture è rappresentata dalla Carta Geologico-Petrografica del Gruppo Vulcanico del Monte Vulture (Lucania) di Hieke Merlin *et alii* (1967) che è servita da base per la realizzazione del Foglio 187 "Melfi" della Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000 (Hieke Merlin *et alii*, 1971).

Come base di partenza per il rilievo cartografico del vulcano nel nuovo foglio alla scala 1:50.000 è stata utilizzata una bozza di carta geologica alla scala 1:25.000 elaborata (e mai pubblicata) da La Volpe & Rapisardi negli anni 1977-78 nell'ambito del P.F. Geodinamica del CNR e successivamente modificata sulla base della nuova stratigrafia proposta da La Volpe *et alii* (1988) e La volpe & Principe (1989a, 1991).

L'introduzione delle UBSU come criterio base per la cartografia del vulcanico nel rilievo dei fogli alla scala 1:50.000 della Nuova Carta Geologica d'Italia (Servizio Geologico d'Italia, 1992) ha cambiato in modo sostanziale la suddivisione in unità stratigrafiche del Vulture precedentemente operata. Nel corso del rilievo è stata effettuata una profonda revisione della cartografia precedente, che è stata sfrondata dalle inevitabili inesattezze ed arricchita di numerosi elementi cartografici e conoscitivi. Nell'ambito di questo nuovo rilievo sono state anche approfondite le relazioni fra le vulcaniti in facies primaria e le unità sedimentarie ad esse coeve depostesi nei vari bacini fluvio-lacustri e lacustri che insistono nell'area del foglio. Il quadro stratigrafico che ne è scaturito (Giannandrea *et alii*, 2004; 2006) è riportato nella Tabella 1.

1	2	3	4	5
supersintema di Monticchio	sintema dei Laghi di Monticchio	subsintema di Serra di Braida		
		subsintema di Lago Piccolo		132±12 ka[2]
		subsintema di Lago Grande		
		subsintema di Piano Comune		
		subsintema di Casa Rossa		
	sintema della Valle dei Greggi-Fosso del Corbo	subsintema di Masseria di Cuscito		
		subsintema di Imbandina		
		subsintema di Case Lopes		484±8 ka[2]
supersintema di Monte Vulture	sintema di Melfi	subsintema di Piano di Croce		
		subsintema del Castello di Melfi		557±7 ka[1]
		subsintema del Gaudo		
		subsintema di Solagne-Arcidiaconata (Foglio Rionero in Vulture)		
	sintema di Barile	subsintema di Ventaruolo		624±35 ka[2]
		subsintema di Vulture-San Michele		601±7 ka[2] 624±30 ka[2] 629,6±4,7 ka[2]
		subsintema di Rionero		612±19 ka[1] 655±25 ka[2] 654±9 ka[1] >660 ka[2]
		subsintema di Toppo San Paolo		646,3±6,7 ka[2]
	sintema di Foggianello	subsintema di Fara d'Olivo		730±20 ka[3]
		subsintema di Campanile		
		subsintema della Spinioritola		674±7 ka[2]
Substrato sedimentario				

Tab. 1 - 1-2-3: *Unità a limiti inconformi di diverso rango; 4: rapporti fra facies vulcaniche primarie e facies epiclastiche (in bianco depositi del substrato miocenico e i depositi epiclastici, in grigio chiaro i depositi piroclastici, in grigio scuro le scorie e in nero le lave); 5: età assolute ottenute con il metodo $^{39}Ar/^{40}Ar$ (1. da* Bonadonna et alii*, 1998; 2. da* Brocchini et alii*, 1994; 3. da* Villa*, 1986; 4* Laurenzi et alii*,1993).*

I risultati di queste ricerche sono stati da volano per la stesura, a più di 100 anni dall'opera di Giuseppe De Lorenzo, di una nuova sintesi aggiornata e completa delle conoscenze geologiche sul Monte Vulture (Principe, 2006).

Il Monte Vulture è posizionato sul fronte orientale dell'Appennino Meridionale, in corrispondenza della linea del Vulture (vedi capitolo V). La base del vulcano, che rappresenta anche la base del supersintema di Monte Vulture, è costituita da una superficie erosiva correlabile con la superficie erosiva che ha inciso la successione quaternaria della Fossa Bradanica; durante tale fase si è formata la paleo-valle della Fiumara di Venosa (De Lorenzo, 1900, Piccarreta & Ricchetti, 1970). Il vulcano nasce e si sviluppa su una paleomorfologia caratterizzata da colline e valli fluviali, che in conseguenza degli apporti dei flussi piroclastici e della nascita di centri eruttivi, subisce variazioni morfologiche, con formazione dei bacini fluvio-lacustri di Atella e di Melfi (De Lorenzo, 1900, La Volpe & Rapisardi, 1977, Giannandrea *et alii*, 2006, Schiattarella *et alii,* 2005).

Tutta l'attività vulcanica è stata raggruppata in due supersintemi, il *supersintema di Monte Vulture* (il più antico) ed il *supersintema di Monticchio* (Tab. 1). L'attività vulcanica del Vulture non presenta una distribuzione regolare nel tempo degli eventi eruttivi. I vari episodi di attività vulcanica si distribuiscono in un certo numero di *cluster* (Brocchini *et alii*, 1994; Bonadonna *et alii*, 1998) connessi con l'avvicendarsi nell'area del Vulture di eventi tettonici di importanza regionale. La fase di inattività che separa i *supersintemi di Monte Vulture* e *Monticchio* è di circa 70 ka. Il primo episodio vulcanico, datato a 674±7 ka (Bonadonna *et alii*, 1998), è rappresentato dalla messa in posto di filoni, intrusi nel basamento sedimentario, a NE dell'attuale edificio vulcanico (*subsintema della Spinoritola),* nel confinante foglio Rionero in Vulture. Successivamente a questo primo episodio si formano, prima la successione di depositi di caduta con a tetto un flusso piroclastico del *subsintema di Campanile*, poi i depositi ignimbritici del *subsintema di Fara d'Olivo*, distribuiti a NE di Rapolla (a colmare la paleo-fiumara dell'Arcidiaconata, presente, fuori foglio, a oriente del Vulture), a sud dell'abitato di Atella (dove si sviluppava il bacino lacustre di Atella) e sul versante nord occidentale dell'edificio vulcanico, fino a lambire l'attuale corso del Fiume Ofanto (Giannandrea *et alii*, 2006). Nell'area vulcanica più interna, al di sotto del rilievo morfologico costituito dall'edificio di Vulture - San Michele, ci sono evidenze di un paleo-basso morfologico, riconducibile ad una possibile struttura calderica, connessa probabilmente con l'ultima delle due fasi ignimbritiche del *subsintema di Fara d'Olivo* (Tab. 1, cfr. Fig. 16, Cap. IV, 4.1.1.) (Giannandrea

note_451_Melfi_09-12-15.indd 17 25/01/16 10:47

et alii, 2006). La crescita della restante parte del vulcano, i cui prodotti sono compresi nel *sintema di Barile* (Tab. 1), avviene a cominciare da questo basso morfologico relativo, si verifica in più stadi e dà luogo ad un edificio vulcanico composito. Alla fine del *sintema di Barile* si ha la formazione dei depositi del *subsintema di Ventaruolo* (Tab. 1, cfr. Fig. 16, Cap. IV, 4.1.1.), a forte componente freatomagmatica, e inizia lo smantellamento dell'edificio.

La fase erosiva, che delimita a tetto il *supersintema di Monte Vulture*, è coincidente con il *sintema di Melfi* che comprende un paleosuolo (M18), depositi epiclastici del *subsintema del Gaudo,* travertini del *subsintema di Solagne Arcidiaconata* e due lave dei *subsintemi del Castello di Melfi* e di *Piano di Croce,* attribuite a due piccoli centri.

Il paleosuolo M18, che separa il supersintema da quello sovrastante, sutura una fase tettonica (Schiattarella *et alii*, 2005) durante la quale si è verificato il ribassamento di circa 100 m della porzione meridionale dell'edificio vulcanico (La Volpe *et alii*, 1984; La Volpe & Principe, 1994; Ciccacci *et alii*, 1999) ed il collasso del suo quarto sud-occidentale (Schiattarella *et alii*, 2005; Giannandrea *et alii*, 2006). Nel periodo successivo (*supersintema di Monticchio*), l'attività del vulcano è volumetricamente ridotta ed arriva ad esprimere un chimismo melilititico e carbonatitico (Stoppa & Principe, 1997; Stoppa, 2003). L'attività vulcanica è rappresentata da piccoli centri allineati secondo strutture tettoniche di importanza regionale, ad andamento N30°-40° (*sintema della Valle dei Grigi - Fosso del Corbo)* e N120° e E-O (*sintema dei Laghi di Monticchio*). Le datazioni ad oggi disponibili relativamente al più recente (*sintema dei Laghi di Monticchio*) danno un'età minima di 132 ±12 ka (Brocchini *et alii*, 1994).

3.1. - Geocronologia

Le prime datazioni assolute sui depositi del Vulture sono di Cortini (1975) e di Villa (1986). Più recentemente Brocchini *et alii* (1994) hanno determinato numerose età sui depositi dell'intera serie stratigrafica del Vulture (Tab. 1). In tale lavoro è stato evidenziato per la prima volta che l'attività vulcanica al Vulture non si distribuisce nel tempo in modo omogeneo, ma è raggruppata in un certo numero di fasi eruttive, ciascuna delle quali con distinti caratteri fenomenologici e chimici (vedi capitolo 3.2). In Bonadonna *et alii* (1998) sono riportate età che rivedono e migliorano quelle di Brocchini *et alii* (1994) (Tab. 1). Nel quadro cronologico ad oggi disponibile c'è una incongruenza tra le età delle lave trachitiche del *subsintema della Spinoritola* (674±7 ka, Bonadonna *et alii,* 1998), e l'età dell'ignimbrite A di Crisci *et alii* (1983) di 730±20 ka (Villa, 1986), poiché su basi stratigrafiche il *subsintema della Spinoritola* è più vecchio del *subsintema di Fara d'Olivo.*

Infine, le età proposte in queste note e sulla legenda del Foglio, sono precedenti al lavoro di Buettner *et alii* (2006), che ha comportato un leggero invecchiamento delle età delle unità stratigrafiche riconosciute e non ha cambiato sostanzialmente il quadro cronologico proposto, dovuto alla ricalibrazione operata da Renne *et alii* (1998) dell'età dello standard $^{40}Ar/^{39}Ar$ di riferimento.

3.2. - Caratteri petro-chimici delle vulcaniti del Monte Vulture

Le vulcaniti del Monte Vulture sono state oggetto di numerosi studi petrografici e geochimici, da quelli di Di Lecce Mininni (1956), Hieke Merlin (1965 e 1967) a quelli di De Fino *et alii* (1982, 1986), Melluso *et alii* (1996), Stoppa & Principe (1997), Beccaluva *et alii* (2002). La complessa mineralogia di queste rocce e degli xenoliti è stata studiata nel dettaglio da numerosi Autori, per la ricchezza delle fasi (Dell'Anna & Di Pierro, 1975; Balenzano *et alii*, 1983; Amodio & Hieke Merlin, 1966, Caggianelli *et alii*, 1990; Ortalli *et alii*, 1994; Malitesta *et alii*, 1995; Stoppa & Liù, 1995; Bindi *et alii*, 1999; Scordari *et alii*, 1999; Schingaro *et alii*, 2001) e per la presenza di abbondanti noduli di provenienza profonda (Jones *et alii*, 2000; Rosatelli *et alii*, 2000).

Il Monte Vulture presenta alcune peculiarità che lo rendono singolare nel contesto del vulcanismo potassico quaternario dell'Italia centro-meridionale. È infatti il solo vulcano ubicato sul versante orientale della Catena Appenninica e i suoi prodotti sono sottosaturi in silice e contengono, come feldspatoide prevalente l'haüyna (descritta per la prima volta al Vulture con il nome di Lazialite da G.B. Brocchi nel 1917, mentre la leucite è presente in quantità subordinata. Sono presenti anche filoni e colate a melilite (Hieke Merlin, 1967, Melluso *et alii,* 1996) e, nel caso delle piroclastiti dei Laghi di Monticchio, sottili strati di ceneri carbonatitiche (Stoppa & Principe, 1997).

Le lave hanno ricevuto in letteratura la maggiore attenzione, anche se i prodotti piroclastici sono nettamente più abbondanti. Le lave del Vulture sono descritte come marcatamente porfiriche con massa di fondo microgranulare, generalmente priva di vetro.

Nel testo di queste note, così come in legenda, le vulcaniti del Vulture sono classificate in base alla associazione mineralogica riportata in letteratura. Nel testo delle note del capitolo stratigrafia, fra parentesi per ciascuna unità vulcanica, viene riportata anche la definizione derivante dalla classificazione chimica (Fig. 3) usando il diagramma Total Alkali Silica (TAS) proposto da Le Bas *et alii* nel 1986, adottato dalla *Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks* dell'IUGS (*International Union of Geological Sciences*) e suggerito anche per la carta geologica d'Italia in scala 1:50000. Tuttavia, come evidenziato da Innocenti *et alii* (1999), nello schema classificativo proposto per il progetto

CARG, "Le rocce fortemente alcaline ricche in leucite (o in altro feldspatoide) non sono facilmente rappresentabili nel diagramma TAS, in quanto in tale piano i campi di variabilità dei diversi litotipi risultano fortemente compressi con l'aggiunta di larghe sovrapposizioni. La classificazione modale consente una maggiore espansione dei campi di variabilità compositiva e una migliore discriminazione: essa pertanto viene consigliata per una corretta nomenclatura delle rocce fortemente sottosature. Qualora non sia possibile raggiungere una classificazione modale accurata, si adopererà una stima semiquantitativa delle fasi (Wolley *et alii*, 1996; Innocenti *et alii*, 1999)". Pertanto, per una maggiore facilità di comprensione, di seguito sono riportati i caratteri petrografici e chimici dedotti dalla letteratura (Hieke Merlin, 1967, De Fino *et alii*, 1982, 1986), ma con riferimenti alle unità sintematiche del Foglio, mentre nel diagramma TAS (Fig.3) sono riportati i risultati inediti derivanti dagli studi in corso da parte di Rosatelli *et alii* (2004) impostati sul nuovo quadro stratigrafico (Giannandrea *et alii,* 2004, 2006).

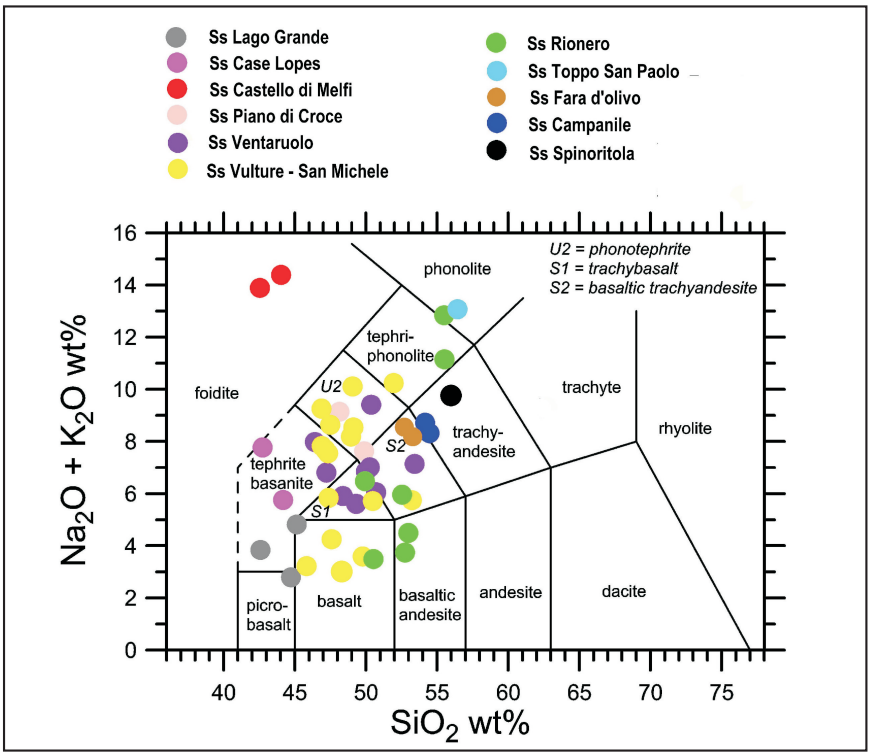


Fig. 3 - *Diagramma classificativo delle vulcaniti del Monte Vulture (TAS, Le Bas* et alii*, 1986) (da Rosatelli* et alii*, 2004).*

Al Vulture sono presenti trachiti fonolitiche, fonoliti, tefriti fonolitiche, tefriti, foiditi e termini di transizione fra tefriti e foiditi, haüynofiri, mafititi e melilititi (Hieke Merlin, 1967, De Fino *et alii,* 1982, 1986).

Le trachiti fonolitiche (De Fino *et alii,* 1982) sono rappresentate dalle ignimbriti del *subsintema di Fara d'Olivo* (le pomici contengono cristalli di feldspati, haüyna, pirosseni, anfiboli e granato melanitico), dai "blocchi di Rupe di Gallo" (riconducibili ai filoni del *subsintema dilla Spinoritola*) costituiti da lave porfiriche per grossi fenocristalli di K-feldspato e di plagioclasio nonché piccoli fenocristalli di clinopirosseno ferrosalitico e minerali opachi in masse di fondo fluidali, costituite dagli stessi minerali più apatite e titanite (Hieke Merlin, 1967).

Le fonoliti sono rappresentate dal duomo del *subsintema di Toppo San Paolo* e sono costituite da fenocristalli e microfenocristalli di K-feldspato, analcime, haüyna, clinopirosseno ferrosalitico e granato melanitico, in una massa di fondo fluidale costituita dagli stessi minerali.

I prodotti tefritico-fonolitici sono rappresentati da blocchi lavici, presenti in un deposito di *lag breccia* dell'ignimbrite di Fara d'Olivo (località Molara), e dalla gran parte dei depositi piroclastici riferiti alla porzione inferiore del *subsintema di Rionero* (SBL_2). Queste rocce sono costituite da fenocristalli e microfenocristalli di plagioclasio, salite, haüyna e in minor misura da anfibolo, flogopite e apatite in una massa di fondo formata da plagioclasio, haüyna, clinopirosseno e K-feldspato.

Le tefriti, le foiditi e i termini di transizione tra le due sono rappresentati dalla gran parte delle colate di lava del *subsintema di Vulture - S. Michele* e dai depositi di scorie e pomici della parte superiore del *subsintema di Rionero*.

Le tefriti sono caratterizzate da fenocristalli di salite, feldspatoidi, plagioclasio e opachi in masse di fondo microgranulari formate dagli stessi minerali. Il feldspatoide prevalente è l'haüyna ma la leucite può essere abbondante. Sono anche presenti microfenocristalli di apatite e talora cristalli parzialmente riassorbiti di anfibolo.

Le foiditi sono caratterizzate dall'associazione mineralogica pirosseni-haüyna, opachi e apatite e, a luoghi, da minori quantità di leucite. In qualche caso, sono presenti anche cristalli parzialmente riassorbiti di biotite e di anfibolo. In alcuni campioni sono presenti anche cristalli di olivina e di diopside e, in altri, fenocristalli di melilite. In alcuni tipi melafoiditici i clinopirosseni rappresentano il 70% in volume della roccia. Nelle masse di fondo dei termini di transizione fra tefriti e foiditi compaiono anche i plagioclasi.

L'haüynofiro di Melfi è una foidite particolare nella quale, oltre ad abbondantissimi fenocristalli di haüyna, e salite, sono presenti numerosi e più piccoli cristalli di leucite, melilite, nefelina, K-feldspato, perowskite e calcite.

Sono presenti un certo numero di lave melilititiche (p.es. località Prete della Scimmia). Le fasi minerali che caratterizzano la frazione magmatica dei depositi dei *subsintemi di Lago Grande e Lago Piccolo* sono rappresentate (Stoppa &

Principe, 1997) da melilite, flogopite, calcite, carbonato-apatite, perowskite, e cristalli di haüyna, tutti immersi in una matrice carbonatitica (con calcite primaria fino ad oltre il 50%). Questi depositi contengono xenoliti peridotitici (noduli) rappresentativi di lherzoliti, harzburgiti, wehrliti a spinello e lherzoliti con xeno-cristalli di anfibolo (Jones *et alii*, 2000). L'associazione mineralogica osservabile negli xenoliti è costituita da: olivina (Fo_{90-92}), orto e clino-pirosseno, cromo-spinello. Numerosi noduli presentano plaghe di vetro, mentre solo alcuni contengono flogopite primaria con bordi leggermente zonati. Secondo Jones *et alii* (2000) questi xenoliti sono derivati dal mantello litosferico subcontinentale (dell'Italia Meridionale), metasomatizzato da fusi silicatici legati alla subduzione; i *range* di variazione degli isotopi dello Sr e del Nd sono rispettivamente: $^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0.70424-0.70580, $^{143}Nd/^{144}Nd$ = 0.512584 -0.513084.

Per quanto riguarda gli aspetti geochimici, tutti i prodotti del Vulture (De Fino *et alii,* 1982, 1986) presentano composizioni da ultrabasiche ad intermedie e sono sottosaturi in silice. Il rapporto K_2O/Na_2O varia da 0.46 a 1.45. I valori di CaO sono alti e abbastanza simili a quelli dei termini più primitivi della Provincia Comagmatica Romana (PCR) mentre il TiO_2 è leggermente più alto. La distribuzione degli elementi incompatibili è simile a quella delle rocce HKS della PCR, tranne che per il più basso contenuto di Rb e di K_2O e per il più alto valore di P_2O_5; le vulcaniti del Vulture però non cadono mai nel campo HKS. L'evoluzione da foiditi a tefriti del vulcano composito sarebbe sostanzialmente connessa a processi di cristallizzazione frazionata con separazione di circa 40% di solido costituito da clinopirosseno salitico (69.2), biotite (21.5), magnetite (4.5) e apatite (4.8). La transizione da fonoliti a tefriti e da trachiti fonolitiche a tefriti sembra riportabile a schemi di cristallizzazione frazionata considerando gli elementi maggiori; mentre la distribuzione degli elementi in tracce non è coerente con un simile modello. È stato quindi escluso che le vulcaniti più evolute rappresentino i liquidi finali delle stesse serie di frazionamento. Probabilmente questi termini (ignimbriti di Fara d'Olivo, xenoliti lavici nelle stesse ignimbriti, blocchi lavici nel deposito di "lag breccia" associato alle ignimbriti, duomo fonolitico del Toppo San Paolo, dicchi trachifonolitici della collina della Spinoritola) sono da legare a magmi parentali diversi rispetto a quelli che alimentarono le successive attività del vulcano composito. Le vulcaniti dei primi periodi di attività e quelle relative alle fasi di edificazione del vulcano composito, definiscono andamenti distinti. Inoltre, in alcune vulcaniti sono state riconosciute evidenze di processi di *mixing*: in alcune foiditi sono presenti xenocristalli di diopside e di olivina e fenocristalli di clinopirosseno con orlo salitico che borda nuclei di *ferrosalite*, del tutto simile a quella delle fonoliti. Evidenze di processi di *mixing* emergono anche da studi (Caggianelli *et alii*, 1990) sulle composizioni chimiche dei pirosseni. Infine, in alcune lave foiditiche emesse negli stadi iniziali del *subsintema di Vulture - S. Michele*, sono presenti relitti di granato melanitico simile a quello

note_451_Melfi_09-12-15.indd 22 25/01/16 10:47

trovato nelle fonoliti. Le variazioni dei rapporti isotopici dello Sr misurati sulle rocce del Vulture sono abbastanza ristrette ($^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0.70577-0.70646 in Beccaluva *et alii*, 2002) e sembrano sostanzialmente confermare che i processi evolutivi dominanti siano stati quelli di cristallizzazione frazionata. Un unico dato presenta valori significativamente più elevati ($^{87}Sr/^{86}Sr$=0.70705 su roccia mafica) e secondo Beccaluva *et alii* (2002) andrebbe riferito a porzioni di mantello più radiogenico, maggiormente modificate dai processi metasomatici e di subduzione. Secondo De Fino *et alii* (1986) le alte concentrazioni di Na, Ca e di componenti volatili potrebbero essere il risultato di processi di interazione del magma con soluzioni acquose ricche in solfato di calcio e cloruro di sodio, derivate dalle evaporiti mioceniche e triassiche presenti all'interno del substrato sedimentario del vulcano; questo processo avrebbe determinato un arricchimento in Na e Ca, e forse anche modificazioni nell'andamento della cristallizzazione frazionata, stabilizzando l'haüyna a spese della nefelina.

Gli studi di Marini *et alii* (1994) sulla concentrazione dello zolfo e sulla sua composizione isotopica nelle rocce e nei minerali del Vulture, hanno messo in evidenza che solo per i due litotipi più ricchi di haüyna (l'haüynofiro di Melfi e la lava haüynititica di Piano di Croce) è ipotizzabile una modesta (1.25 e 0.9 % rispettivamente) assimilazione di rocce evaporitiche. Il fenomeno dominante che ha regolato le variazioni riscontrate nella concentrazione dello zolfo e nel suo rapporto isotopico (da +4 a +7,6 ‰) è risultato essere il degassamento di magmi segregatisi da un mantello ad alto contenuto di S ed arricchito di ^{34}S, in condizioni di alta fugacità di ossigeno.

III - CENNI DI GEOMORFOLOGIA

Il territorio compreso nel Foglio 451 "Melfi", presenta forme legate alla natura e storia gelogica delle diverse e numerose tipologie di terreni affioranti e si presenta pertanto assai variegato da un punto di vista geomorfologico. Sono, infatti, osservabili morfologie fluviali e vulcaniche, superfici strutturali e di spianamento, grandi paleo frane e diffusi indizi di instabilità dei versanti. Le morfologie fluviali sono essenzialmente espressione della dinamica del Fiume Ofanto, che scorre attraverso l'area del foglio per circa venti km. L'alveo è caratterizzato da una distesa di alluvioni ciottolose, solcate da una rete di canali anastomizzati (*braided stream*). I suoi maggiori affluenti sono rappresentati dalla Fiumara di Atella, dal Torrente Liento e dal Torrente Ficocchia, sul versante destro, e dal Torrente Orata, dal Vallone di Pesco di Rago e dal Torrente Osento, sul versante sinistro. Gli affluenti della sinistra orografica, sviluppati nelle formazioni meso-cenozoiche a componente prevalentemente argillosa, presentano solo nel tratto prossimo alla confluenza con il Fiume Ofanto un alveo generalmente a fondo piatto con ghiaie alluvionali incise da canali anastomizzati, mentre nel restante tratto sono caratterizzati da un alveo con profilo a *v* inciso nel substrato. Gli affluenti di destra, invece, solcano prevalentemente i depositi argilloso-sabbiosi del bacino pliocenico dell'Ofanto. La Fiumara di Atella, che rappresenta anche il maggiore affluente compreso nella carta, mostra un letto meandriforme con alluvioni ciottolose, mentre il Torrente Ficocchia un alveo rettilineo a fondo piatto colmato - nel tratto pedemontano - da corpi di frana di grandi dimensioni con blocchi

metrici sparsi. Il Torrente Liento presenta invece un alveo asimmetrico inciso nel substrato argilloso. L'analisi del profilo longitudinale del Fiume Ofanto (cfr. Fig. 14, Cap. IV, 4.), mostra un fondovalle digradante in direzione nord-est da quota 403 m a 252 m s.l.m., e tre ordini di terrazzi, caratterizzanti il solo versante destro e rappresentanti tre diversi stazionamenti del corso d'acqua (cfr. descrizione nel Capitolo IV - Stratigrafia). A questi terrazzi sono anche da ricondurre alcune delle forme erosive visibili nei depositi argillosi pliocenici e gran parte dei depositi gravitativi rilevati sul versante destro del Fiume Ofanto fra l'abitato di Sant'Andrea di Conza ed il Torrente Liento.

Al margine nord-orientale dell'area del foglio è ben visibile l'edificio vulcanico del Monte Vulture che raggiunge l'altezza massima di 1326 m s.l.m, in corrispondenza di Cima Vulture. Le maggiori forme vulcaniche qui conservate sono le due depressioni crateriche attualmente occupate dai Laghi di Monticchio, alcune forme crateriche relitte, presenti nel settore più rilevato del vulcano, la morfologia rotondeggiante del centro secondario di Toppo Sant'Agata (*subsintema di Vulture - San Michele*) e del duomo di Toppo San Paolo (*subsintema di Toppo San Paolo)*, e le superfici deposizionali delle lave di Melfi (*subsintema del Castello di Melfi)* e di Piano di Croce (*subsintema di Piano di Croce*), isolate dalla successiva erosione. Tra le forme di erosione è ben visibile il caratteristico reticolo idrografico a disposizione radiale interrotto nel quarto sud-occidentale dalla Valle dei Grigi e dai crateri dei Laghi di Monticchio. A nord-ovest del vulcano, lungo la faglia di Foggianello, si riconoscono faccette triangolari e valli sospese indice di una recente attività tettonica responsabile del ringiovanimento del versante. Sul margine orientale del Foglio "Melfi" è presente la vasta piana del Gaudo la cui superficie topografica, di natura deposizionale, rappresenta il colmamento del bacino lacustre di Atella. Nel settore pedemontano della piana, alla base dell'edificio vulcanico, sono ben visibili le forme relative a estesi conoidi alluvionali.

Nella porzione di territorio compresa tra San Fele e Pescopagano, al bordo meridionale della carta, si osservano alti morfostrutturali caratterizzati dalla presenza di strutture plicative antiformi con nuclei a litologie conservative morfoselezionati e pertanto coincidenti con i rilievi, incisi trasversalmente da profonde valli a *v*. Questo è il settore a più alto potenziale di rilievo del foglio, con rilievi che spesso superano i 1.000 m di quota e costituisce anche l'area sorgente delle estese frane osservate sulle argille plioceniche affioranti più a valle, verso nord. Nel settore compreso fra gli abitati di Calitri, Cairano e Monte Mattina, si osserva un'ampia superficie peneplanata le cui fasi di modellamento risalgono probabilmente al Pliocene terminale. Ortolani & Pagliuca (1988) ritengono che l'edificio vulcanico del Monte Vulture riposi su un lembo tettonicamente ribassato di tale paleomorfologia erosionale.

IV - STRATIGRAFIA

Il Foglio 451 "Melfi" è ubicato nel settore esterno della catena appenninica nel tratto al confine fra la Campania e la Basilicata, lungo il Fiume Ofanto. Vi affiorano rocce sedimentarie del substrato meso-cenozoico, costituenti le coltri alloctone della catena, e sedimenti plio-quaternari, nei quali sono compresi i prodotti vulcanici del Monte Vulture. Chiudono la successione stratigrafica le coperture detritiche del Pleistocene superiore - Olocene. La suddivisione stratigrafica operata segue i criteri definiti nel Quaderno n. 1 (Servizio Geologico d'Italia, 1992) del Servizio Geologico Nazionale (SGN) e successive integrazioni dello stesso. Il criterio di suddivisione stratigrafica adottato per i terreni plio-quaternari si basa sull'utilizzo delle Unità Stratigrafiche a Limiti Inconformi (UBSU, cfr. Salvador, 1987, 1994), all'interno delle quali sono state distinte unità litostratigrafiche informali separate, alla base ed al tetto, da superfici di discordanza angolare o di disconformità. Per quanto riguarda la scala cronostratigrafica utilizzata è necessario precisare che nel Foglio è stata adottata, per il Pliocene e il Pleistocene inferiore, una suddivisione che non tiene conto del nuovo *status* del Quaternario. Infatti, il rilevamento di campagna e l'individuazione delle unità sono stati condotti precedentemente a tale modifica. Quindi, il Gelasiano costituisce, in questo Foglio, il Pliocene superiore e il Pleistocene inferiore è rappresentato solo dal piano Calabriano. I terreni coinvolti nelle coltri alloctone della catena appenninica sono stati raggruppati invece in unità tettoniche, i cui limiti sono definiti da due discontinuità tettoniche di rango superiore. Ciascuna unità distinta

racchiude successioni sedimentarie concordanti in cui possono essere individuate più formazioni geologiche. La suddivisione in unità litostratigrafiche è stata usata sia per le successioni concordanti comprese nelle unità tettoniche, che per quelle mioceniche sedimentate in discordanza sulle unità tettoniche (Fig. 4).

1. - BIOSTRATIGRAFIA

Lo studio biostratigrafico delle unità affioranti nel Foglio Melfi è stato condotto sia sulle associazioni a foraminiferi che a nannofossili calcarei, tramite l'analisi rispettivamente di lavati, sezioni sottili e di *smear slides*.

Le associazioni studiate sono generalmente comuni e abbondanti; pochi campioni sono risultati sterili mentre in alcuni casi il contenuto in nannofossili è risultato scarso e mal preservato a causa di dissoluzione e ricristallizzazione.

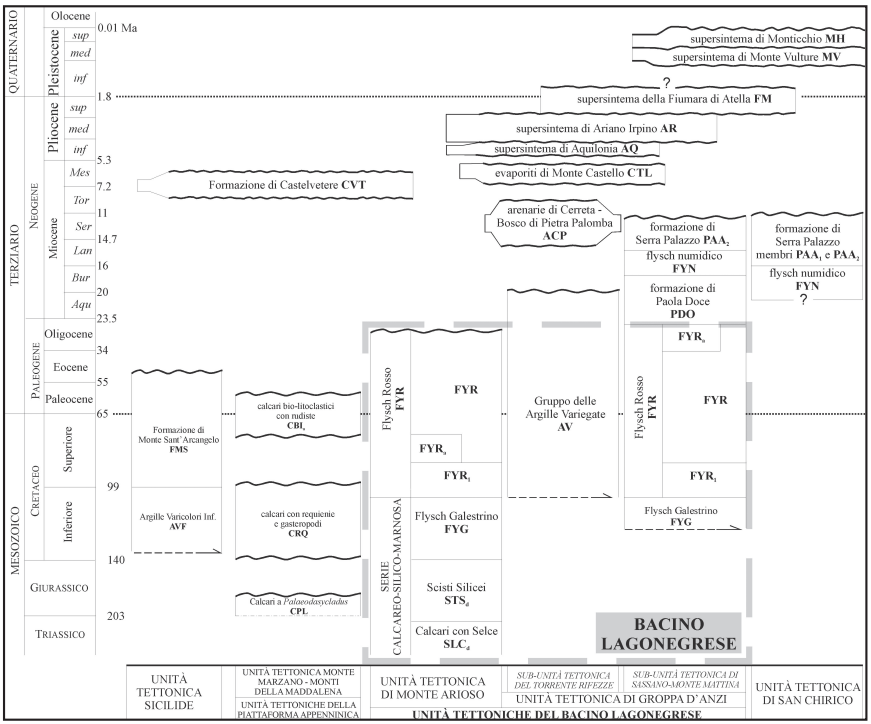


Fig. 4 - *Schema cronostratigrafico delle successioni sedimentarie e vulcaniche affioranti nel Foglio Melfi (con il tratteggio grigio sono state raggruppate le successioni appartenenti al Bacino Lagonegrese).*

Il fenomeno del rimaneggiamento è risultato essere molto frequente, sia per i nannofossili che per i foraminiferi, specialmente nelle unità pre-plioceniche, per le quali, anche a causa della "diluizione" dell'associazione dovuta al contenuto in particelle inorganiche, è stata a volte impossibile una determinazione affidabile a livello biozonale; pertanto in molti casi sono state indicate età "non più vecchie di". Gli schemi biozonali utilizzati per il Pliocene e Pleistocene sono quello di Rio *et alii* (1990) per i nannofossili calcarei, e quello di Cita (1975) emendato da Sprovieri (1993) per i foraminiferi planctonici (Fig. 5).

Per la cronostratigrafia del Pliocene è stata utilizzata la tripartizione, con i piani Zancleano, Piacenziano e Gelasiano (Rio *et alii*, 1994) rispettivamente indicativi del Pliocene inferiore, medio e superiore.

La cronostratigrafia del Pleistocene è in continua evoluzione (vedi Abbate *et alii*, 2002). Tuttavia in una sintesi proposta in Cita & Castradori (1994) si fa riferimento al Pleistocene inferiore con il piano Calabriano (comprensivo dei subpiani Santerniano, Emiliano e Siciliano), al Pleistocene medio che al momento non è formalmente rappresentato da un piano o da un GSSP (Global Stratotype Section and Point), ma che sembra poter essere approssimato dalla comparsa di *Gephyrocapsa* sp. 3 (*sensu* Rio, 1982), alla base della zona a nannofossili calcarei *Pseudoemiliania lacunosa* di Rio *et alii* (1990), vicino lo stadio isotopico 25 e il top del Subcrono Jaramillo (Ciaranfi *et alii*, 1997). Il Pleistocene superiore è anch'esso in fase di studio e discussione, anche se per molti è inteso come l'intervallo di tempo corrispondente al Tirreniano, la cui base è individuabile al passaggio tra gli stadi isotopici 6 e 5, con un'età di 130.000-80.000 anni (Hearty & Dai Pra, 1992). Per l'intervallo Miocene (Fig. 6), si è fatto riferimento agli schemi biozonali di Fornaciari & Rio (1996), Fornaciari *et alii* (1996), Hilgen *et alii* (2000) (nannofossili calcarei) e di Iaccarino (1985), Foresi *et alii* (1998) e Sprovieri *et alii* (2002) (foraminiferi planctonici); per quanto riguarda la cronostratigrafia si è fatto invece riferimento alla suddivisione in Miocene inferiore (Aquitaniano e Burdigaliano), Miocene medio (Langhiano e Serravalliano), Miocene superiore (Tortoniano e Messiniano), in accordo con Fornaciari & Rio (1996), Fornaciari *et alii* (1996), Rio *et alii* (1997). Per gli intervalli di tempo tra il Paleocene e l'Oligocene si è utilizzato lo schema di Martini (1971), anche se generalmente non è stata possibile la determinazione a livello di biozona, a causa del forte rimaneggiamento rinvenuto nelle associazioni. Per i pochissimi campioni in cui è stato riconosciuto, sulla base dei nannofossili, il Cretaceo inferiore e superiore, non è stata possibile un'attribuzione biozonale, anche in questo caso per il forte rimaneggiamento che caratterizza le associazioni.

note_451_Melfi_09-12-15.indd 29 25/01/16 10:47

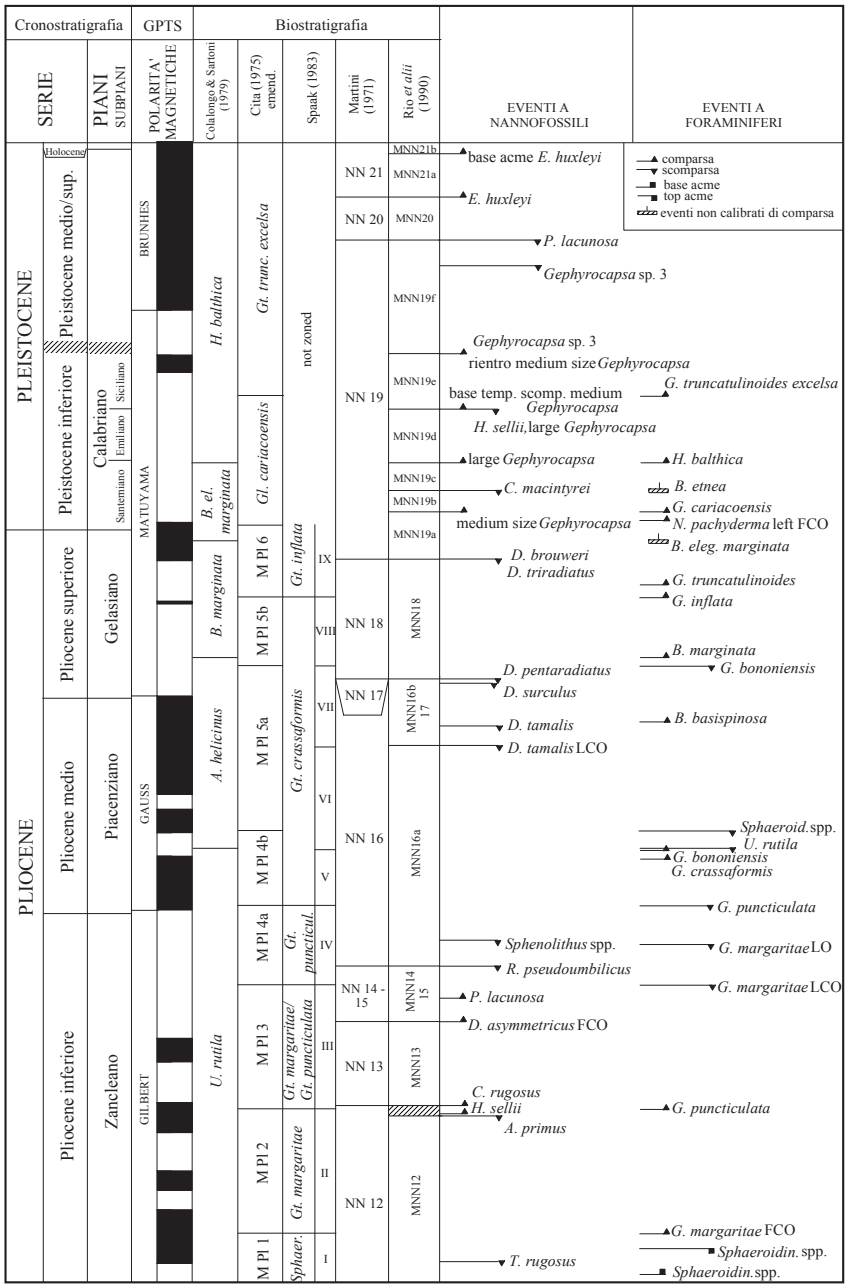


Fig. 5 - *Schema bio-cronostratigrafico del Pliocene e Pleistocene.*

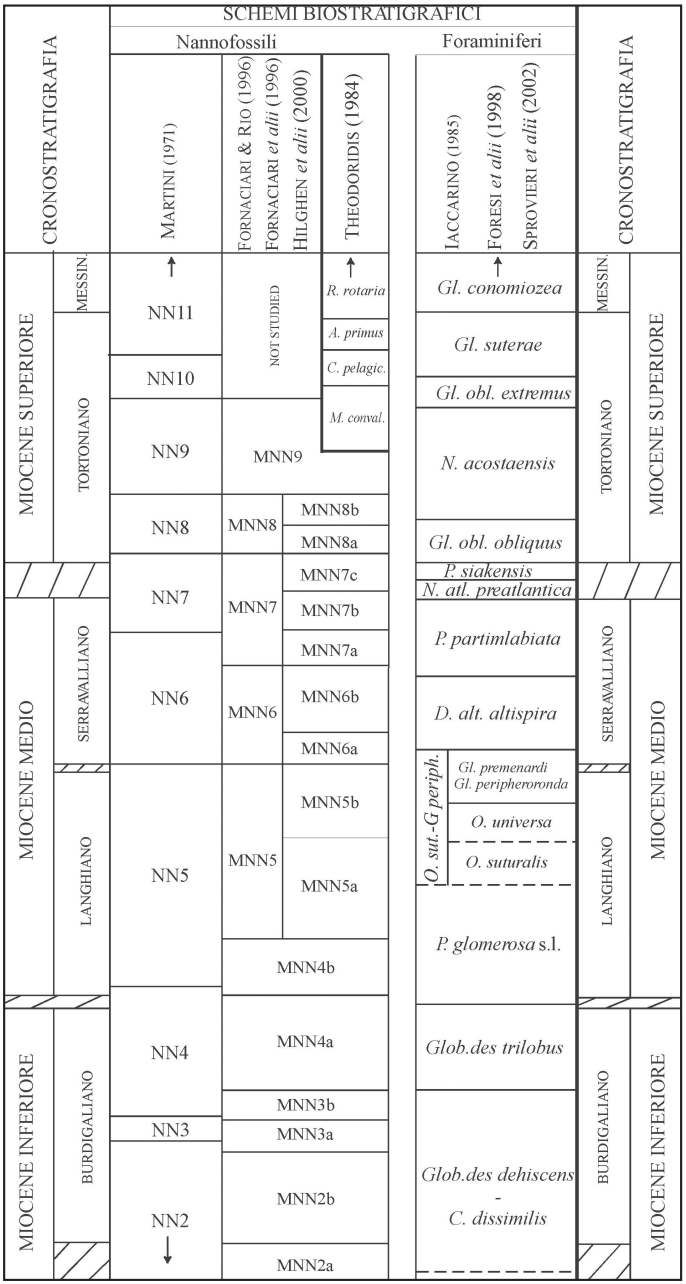


Fig. 6 - *Schema bio-cronostratigrafico del Miocene.*

2. - UNITÀ DEL SUBSTRATO MESO-CENOZOICO

Il substrato meso-cenozoico è costituito dagli elementi del prisma orogenico neogenico (Prosser *et alii* 1996) in cui sono compresi sia i terreni di piattaforma carbonatica (Piattaforma Carbonatica Appenninica, Mostardini & Merlini, 1986 o Piattaforma Campano-Lucana, D'Argenio *et alii*, 1973, 1975) e di bacino pelagico (Complesso Sicilide di Ogniben, 1969 e Unità Lagonegresi di Scandone, 1967, 1972), che le successioni terrigene sedimentate nel bacino di avanfossa miocenica (Unità Irpine di Cocco *et alii*, 1972, e di Pescatore, 1978), formatasi durante le prime fasi compressive a seguito della subduzione della microplacca Adriatica verso ovest.

In Figura 7 è riportata una sezione schematica orientata in direzione SO-NE, in cui sono visibili i rapporti geometrici sia delle unità tettoniche, sia delle sovrastanti unità discordanti mioceniche e plio-pleistoceniche. Le unità tettoniche geometricamente più alte sono rappresentate dall'Unità Tettonica Sicilide (D'Argenio *et alii,* 1975) e dall'Unità Tettonica della Piattaforma Appenninica (Mostardini & Merlini, 1986), suddivisa nell'Unità Tettonica Monte Marzano - Monti della Maddalena e nell'Unità Tettonica dei Monti Picentini (non affiorante nell'area del Foglio Melfi). Queste unità sono presenti nel settore meridionale del foglio, in affioramenti di pochi kmq. Seguono inferiormente le Unità Tettoniche del Bacino Lagonegrese (suddivise, a partire dall'unità geometricamente più alta, nelle unità tettoniche di Monte Arioso e di Groppa D'Anzi, suddivisa nelle sub-unità tettoniche del Torrente Rifezze e di Sassano - Monte Mattina) e l'Unità Tettonica di San Chirico; quest'ultima unità affiora all'estremità orientale del foglio e nelle località Serra la Speca, Frattese e San Martino.

L'unità Tettonica di San Chirico comprende i terreni sedimentati nell'avanfossa Miocenica del Bacino Irpino (Cocco *et alii*, 1972; Pescatore, 1978, 1988). Le Unità Tettoniche di Monte Arioso e di Groppa D'Anzi, raggruppate nell'Unità Tettoniche del Bacino Lagonegrese, sono costituite dai terreni del Bacino Lagonegrese (Triassico superiore - Oligocene Pescatore *et alii,* 1999, Scandone, 1967, 1972) e da quelli del sovrastante Bacino Numidico (Oligocene superiore - Langhiano, Pescatore *et alii,* 1999).

2.1. - Unità Tettonica Sicilide

Questa unità tettonica è stata cartografata sul margine meridionale del foglio, a sud degli abitati di Pescopagano e di S. Andrea di Conza, e corrisponde al Complesso delle Sicilidi di Ogniben (1969) affiorante in tutto l'Appennino Meridionale. In essa sono compresi sedimenti pelagici del *Gruppo delle Argille Variegate.* Inferiormente l'unità tettonica poggia sia sui calcari della Piattaforma Appenninica sia sui depositi argillosi e calcarei del *Flysch Galestrino* e del *Flysch Rosso*, compresi nell'Unità Tettonica di Monte Arioso.

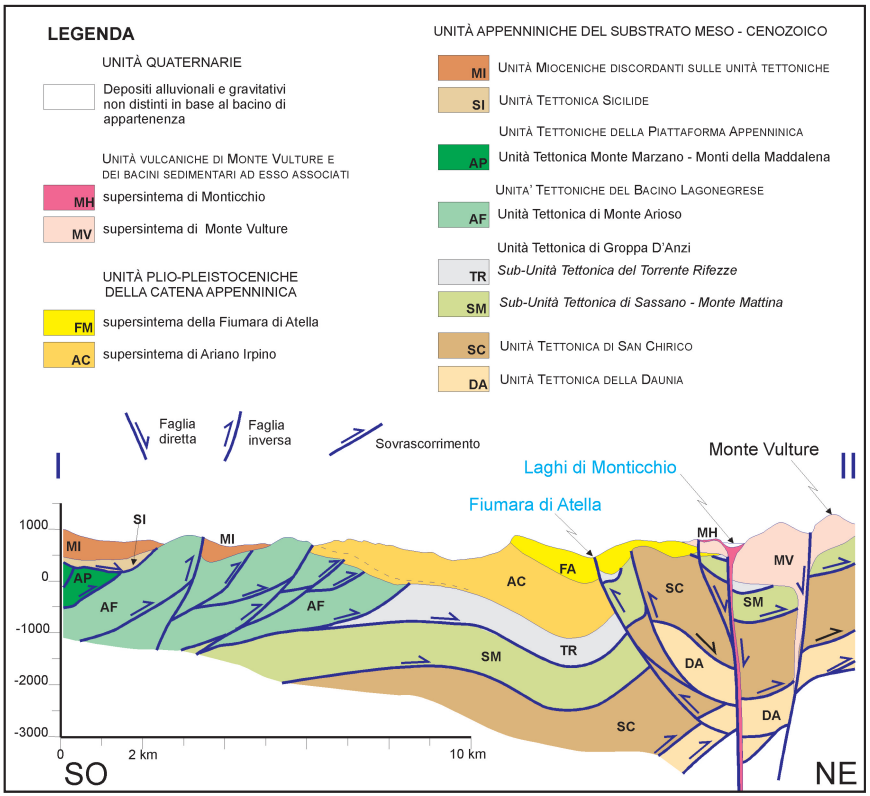


Fig. 7 - *Sezione schematica mostrante i rapporti tettono-stratigrafici del substrato meso-cenozoico e delle sovrastanti unità discordanti neogenico-quaternarie.*

2.1.1. - *Gruppo delle Argille Variegate* (**AV**)

Appartengono a questo gruppo la maggior parte delle argille di vario colore affioranti in appennino raggruppate nelle formazioni delle *Argille Varicolori Inferiori* e *Superiori* separate da depositi calcarei e argilloso-marnosi della *Formazione di Monte Sant'Arcangelo*. Il *range* di età è compreso tra il Cretacico inferiore e l'Eocene (coordinamento Comitato d'Area per l'Appennino Meridionale). Sul Foglio Melfi affiorano solo le *Argille Varicolori Inferiori* e la *Formazione di Monte Sant'Arcangelo*.

2.1.1.1. - Argille Varicolori Inferiori (**AVF**)

Sono presenti con un contatto di sovrapposizione tettonica sul *Flysch Galestrino* (**FYG**), in località Lago del Dragone e Casa Arista, sul membro a diaspri ($\mathbf{FYR_1}$) e sulla litofacies calcarea ($\mathbf{FYR_a}$) del *Flysch Rosso,* nelle località: Masseria Coppola, Sorgente Rovetto, Sorgente San Pietro. Sono costituite da poche decine di metri di argilla e argilla marnosa di colore rosso, verde e grigio in alternanza, con associate sottili intercalazioni calcarenitiche. L'età complessiva riferibile all'unità, su quanto stabilito dal Comitato d'Area dell'Appennino Meridionale e non verificato sul foglio, è Cretacico inferiore. Lo spessore in genere è di alcune decine di metri.

2.1.1.2. - Formazione di Monte Sant'Arcangelo (**FMS**)

Poggia stratigraficamente sulle *Argille Varicolori* in località Felitto e, con un rapporto di sovrapposizione tettonica, sulla litofacies carbonatica ($\mathbf{FYR_a}$) del *Flysch Rosso,* nelle località Monte Castello, Monte Petrello, Casa di Nicola e Cresta della Cesina. Comprende calcareniti da fini a grossolane e calcisiltiti biancastre in strati variabili da 1 a 20 cm, con noduli di selce bianca e interstrati di argilla e argilla marnosa di colore grigio chiaro e rosso. Lo spessore massimo affiorante è di alcune decine di metri e l'età attribuibile è Cretacico superiore - Eocene (Carbone *et alii*, 1991).

2.2. - Unità Tettoniche della Piattaforma Appenninica

Le unità derivate dalla deformazione dei domini paleogeografici mesozoico-terziari di mare basso del margine apulo-africano (Channel *et alii*, 1979), presenti in modestissima misura nell'area del foglio, sono rappresentate da successioni prevalentemente calcaree afferenti a tre diverse unità litostratigrafiche. Questi terreni occupano una posizione geometrica a tetto delle unità lagonegresi, costituendo l'unità sovrascorsa, e si ritrovano a letto delle unità di pertinenza interna, qui rappresentate dalle Unità Sicilidi.

2.2.1. - *Unità Tettonica Monte Marzano - Monti della Maddalena*

Comprende le successioni carbonatiche della piattaforma appenninica (Mostardini & Merlini, 1986) affioranti nell'estremità sud-occidentale della carta e segnatamente nelle località Calvello, Monte Salursie e Vallone di Santomenna.

In particolare, nell'area del foglio affiorano esiguamente solo termini ascrivibili alle facies "transizionali" piattaforma-bacino, attribuite all'Unità Tettonica Monte Marzano - Monti della Maddalena (Bonardi *et alii*, 1988); nel contiguo Foglio in scala 1:50.000 S. Angelo de' Lombardi sono presenti anche le successioni dell'Unità Tettonica dei Monti Picentini, mentre più a sud affiorano i terreni carbonatici meso-cenozoici in facies di retroscogliera afferenti all'Unità Tettonica Alburno-Cervati (D'Argenio *et alii*, 1973, 1975). Quest'ultima ha sovrascorso in tempi miocenici l'Unità Tettonica Monte Marzano - Monti della Maddalena, a sua volta accavallata sulle Unità Tettoniche del Bacino Lagonegrese. Nell'area del foglio questo contatto è originariamente suturato dai terreni della Formazione di Castelvetere, di età Tortoniano superiore - Messiniano inferiore, e successivamente ritagliato dalle strutture contrazionali plioceniche.

2.2.1.1. - Calcari a *Palaeodasycladus* (**CPL**)

Calcareniti fini biancastre, calcari oolitici e calcari dolomitici con *Orbitopsella praecursor* (Gümbel) *e Palaeodasycladus mediterraneus* (Pia); verso l'alto si osservano calcari oolitici avana, localmente con orizzonti ricchi di resti di lamellibranchi spatizzati. Più in generale, i *Calcari a Paleodasycladus* sono costituiti da una monotona successione di calcari biomicritici, talora oncolitici, spesso più o meno dolomitici, di colore grigio, più raramente grigio scuro, avana o biancastro, ai quali si intercalano, nella parte bassa della formazione, dolomie cristalline grigie. Lo spessore degli strati è generalmente compreso tra 30 e 80 cm. Nei litotipi calcarei si riconoscono oncoidi, ooidi, frammenti di bivalvi e di gasteropodi e alghe dasicladacee. Spessore affiorante: circa 100 m. Età: Giurassico inferiore.

2.2.1.2. - calcari con requienie e gasteropodi (**CRQ**)

La formazione è costituita prevalentemente da calcareniti e calciruditi grigio-avana con *nerinee* e *requienie*, generalmente ben stratificate. Sono presenti, in subordine, calcari oolitici e oncolitici nella parte bassa e calcari bioclastici ad *alveoline* e livelli di dolomie e calcari dolomitici nella parte alta. Spessore affiorante: circa 200 m. Età: Neocomiano - Cenomaniano *p.p.*

note_451_Melfi_09-12-15.indd 35 25/01/16 10:47

2.2.1.3. - calcari bio-litoclastici con rudiste (**CBI**)

Nell'area del foglio affiora solo la litofacies costituita da calcari a tessitura pseudosaccaroide passanti lateralmente a calcari detritici più o meno grossolani di colore bianco, leggermente ricristallizzati, con resti di coralli (**CBI$_a$**). La successione cretacica è costituita da un'alternanza di calcareniti di colore grigio e tessitura di tipo *grainstone* e *packstone*, in strati e banchi con rari frammenti di rudiste; sono presenti inoltre brecce intraformazionali, in genere con stratificazione non evidente. Campioni prelevati a diverse altezze stratigrafiche hanno evidenziato la presenza di microforaminiferi bentonici tra cui sono stati riconosciuti *Orbitolina* spp. e *Miliolidae.* Spessore apparente in affioramento: circa 150 m. Età: Maastrichtiano - Paleocene.

2.3. - Unità Tettoniche del Bacino Lagonegrese

Le unità lagonegresi affiorano in un'ampia area della catena sudappenninica e costituiscono i depositi meso-cenozoici sedimentatisi nel Bacino Lagonegrese durante il *rifting* continentale a cominciare dal Triassico medio (Scandone, 1975; Wood, 1981). Tali successioni sono state classicamente distinte in due diverse unità tettoniche (Scandone, 1972) sulla base della loro posizione strutturale, mentre Pescatore *et alii* (1988, 1992, 1999) le ripartiscono in tre differenti unità tettoniche (dalla più interna alla più esterna: Unità di Monte Arioso; Unità di Groppa d'Anzi; Unità di Campomaggiore) sulla base dell'evoluzione tettono-stratigrafica oligo-miocenica delle stesse. I risultati del coordinamento tra più fogli contigui della nuova cartografia geologica italiana - e segnatamente dell'Appennino campano-lucano - hanno portato all'adozione della successione di unità tettoniche (da quella geometricamente più alta) come di seguito riportato.

Tra le formazioni comprese nelle unità del bacino lagonegrese vi è il *Flysch Rosso* la cui età superiore, sul Foglio Melfi, viene attribuita all'Oligocene poichè la successione continua superiormente fino al Miocene inferiore, con la formazione oligo-miocenica di *Paola Doce;* le due unità sono litologicamente ben identificabili sul terreno.

2.3.1. - *Unità Tettonica di Monte Arioso*

L'area di affioramento di quest'unità è ubicata nel settore meridionale del foglio ed è delimitata a nord dal Bacino dell'Ofanto e a sud dall'Unità Tettonica Sicilide. Comprende i terreni appartenenti all'Unità Lagonegrese II (facies di San Fele della "*Serie calcareo-silico-marnosa*": *Calcari con Selce, Scisti Silicei* e *Flysch Galestrino*, di Scandone (1967, 1972) (Fig. 8), e il *Flysch Rosso*.

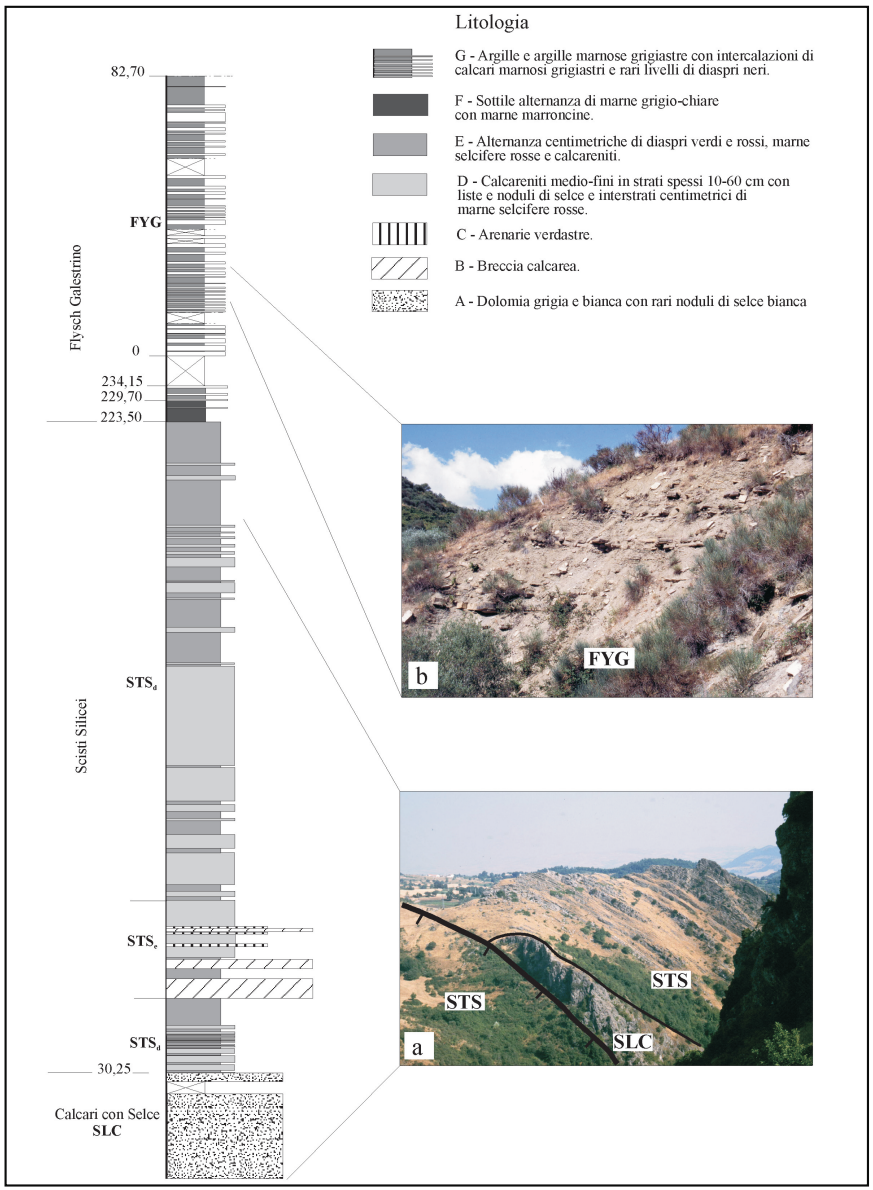


Fig. 8 - *Sezione stratigrafica schematica della successione di tipo lagonegrese ricostruita a San Fele. a) passaggio stratigrafico tra la Formazione dei Calcari con Selce (**SLC**) e la Formazione degli Scisti Silicei (**STS**) visibile in località Monte Castello; b) alternanza di argille marnose e calcari marnosi siliciferi del Flysch Galestrino (**FYG**) osservabile in località Lavagne.*

2.3.1.1. - Calcari con Selce (**SLC$_d$**)

In carta è presente in un affioramento di poche decine di metri quadri sotto gli *Scisti Silicei* in località Monte Castello, vicino San Fele. È costituita da circa 30 m di dolomie grigie e bianche con rari noduli di selce bianca, presenti solo nella parte alta della successione. Il passaggio alla formazione sovrastante avviene in modo rapido e con un contatto netto (depositi pelagici). Lo spessore massimo affiorante, misurato nella parte occidentale di Monte Pierno (posizionato fuori foglio), è di circa 200 m. L'età della formazione è ascrivibile al Triassico superiore (Miconnet, 1988).

2.3.1.2. - Scisti Silicei (**STS$_d$**)

Anche questa formazione affiora solo nei dintorni di San Fele. Lo studio di numerose sezioni stratigrafiche ha consentito di determinare i suoi caratteri di facies, lo spessore e i rapporti con l'unità soprastante (*Flysch Galestrino*) e con quella sottostante (*Calcari con Selce*). Lo spessore massimo misurato è di 193 m. La successione sedimentaria è formata dall'alternanza delle associazioni di facies, E e D riportate in Figura 8. L'associazione di facies E è costituita da un'alternanza centimetrica di diaspri di colore rosso e verde, marne selcifere rosse e calcareniti. L'associazione di facies D è costituita da calcareniti medio-fini in strati spessi 10-60 cm con liste e noduli di selce e interstrati centimetrici di marne rosse. Le calcareniti sono rappresentate da strati torbiditici massivi oppure con stratificazione interna in cui si riconoscono sequenze di Bouma Ta, Ta-b, Ta-c, Tb e Tb-c (Bouma, 1962) (**STS$_d$**). A 29 m dalla base è presente una intercalazione cuneiforme dello spessore massimo di 30 m dove si distinguono, partendo dal basso, brecciole calcaree a cui seguono calcareniti e argilliti grigie, in strati e banchi che possono raggiungere 4 m di spessore (**STS$_e$**).

Gli *Scisti Silicei* passano, inferiormente, ai *Calcari con Selce* e superiormente, al *Flysch Galestrino*, attraverso un contatto netto e con un rapporto di concordanza.

L'età della formazione è ascrivibile al Giurassico (coordinamento Comitato d'Area per l'Appennino Meridionale).

2.3.1.3. - Flysch Galestrino (**FYG**)

Questa formazione affiora in tutto l'alto morfologico compreso tra gli abitati di San Fele e Pescopagano. L'unità è costituita (Fig. 8) da una successione monotona di argilliti grigio chiare e verdastre, marne e calcari marnosi in alternanza, con strati dello spessore variabile da 10 a 60 cm; a diverse altezze

note_451_Melfi_09-12-15.indd 38 25/01/16 10:47

stratigrafiche nella porzione bassa della formazione si incontrano sottili livelli di diaspri neri. Nei calcari marnosi talora sono presenti liste e noduli di selce bianca. Alla base della formazione (Fig. 8b), per i primi 6 m, è presente una sottile alternanza di marne grigio chiare e marne marroncine. L'intera successione sopra descritta ha uno spessore massimo affiorante di 400 m ed è costituita da sedimenti pelagici di bacino. L'età è ascrivibile al Cretacico inferiore (Scandone, 1972 e coordinamento Comitato d'Area per l'Appennino Meridionale).

2.3.1.4. - Flysch Rosso (**FYR**)

Le litofacies presenti in questa unità tettonica rappresentano i termini più interni della formazione (Pescatore *et alii*, 1999). Essa affiora in continuità da Monte Travaglioso, estremità occidentale della carta, a Toppo Mancoso vicino San Fele, passando per Pescopagano. In queste località, il *Flysch Rosso* è costituito da un membro diasprigno alla base a cui seguono superiormente, due litofacies, di cui una calcarea e l'altra marnosa. Il membro diasprigno (**FYR$_1$**) presenta alla base 14,50 m di argille marnose di colore rosso, verde e grigio in bande alterne (Fig. 9a) che separa questa formazione dal sottostante *Flysch Galestrino*. All'interno delle argille di vario colore si distinguono un livello di siltite ricco in sostanze organiche, distante dalla base 6,80 m, due strati calcarenitici e uno di calcare marnoso. I diaspri (Fig. 9b) raggiungono uno spessore massimo di 30 m e sono costituiti da una fitta alternanza di radiolariti centimetriche di colore rosso e nero, argille marnose rosse, grigie e marroncine e sottili strati di calcarenite grossolana, grigiastra con liste di selce bianca e arancione (depositi pelagici e torbiditici). L'età della porzione basale è riferibile all'Albiano - Turoniano inferiore per similitudine, sia per la posizione stratigrafica che per le caratteristiche litologiche, con la litofacies a diaspri all'interno di alcune successioni descritte da Gallicchio *et alii* (1996) in un'area compresa tra gli abitati di Pietragalla e Campomaggiore (Appennino Lucano). Segue per circa 50 m la litofacies carbonatica costituita da brecce calcaree massive e gradate in strati di 30-40 cm e banchi spessi fino a 9 m, con clasti delle dimensioni massime di 15 cm in cui, talora, sono visibili frammenti di rudiste (**FYR**). Sono intercalati alle brecce sottili livelli di argille grigiastre sottilmente laminate. La successione termina con la litofacies pelitica (**FYR**), costituita da alcune decine di metri di argille marnose di colore grigio, marrone e rosso sottilmente laminate, con intercalazioni di strati torbiditici centimetrici di calcarenite. L'età riferita all'intera formazione da Pescatore *et alii* (1999) è compresa tra il Cretacico inferiore e l'Oligocene.

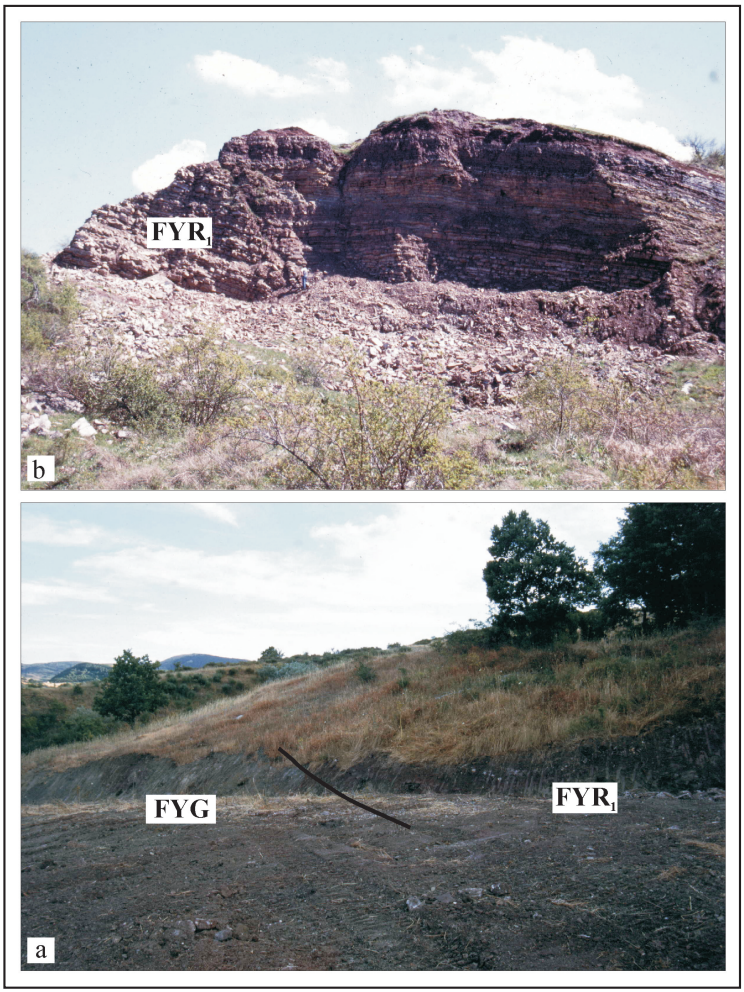


Fig. 9 - *Passaggio stratigrafico dal Flysch Galestrino (**FYG**) al membro diasprigno del Flysch Rosso (**FYR**$_1$); a) alla base argille marnose grigiastre del **FYG**, a tetto argille marnose policrome del membro **FYR**$_1$ (il passaggio è netto); b) litofacies a diaspri della parte basale del Flysch Rosso (**FYR**$_1$).*

2.3.2. - *Unità Tettonica di Groppa d'Anzi*

Sono raggruppate in questa unità due sub-unità tettoniche, riferite da Pescatore *et alii*, (1988, 1992, 1999), sulla base dell'evoluzione tettono-stratigrafica oligo-miocenica, del Bacino Lagonegrese, alle unità tettoniche intermedia ed esterna.

2.3.2.1. - Sub-unità Tettonica del Torrente Rifezze

Questa unità affiora nell'angolo sud-orientale del Foglio Melfi e nella sua parte settentrionale tra il Fiume Ofanto e le vulcaniti del Monte Vulture. Il limite inferiore, che la separa dalla sottostante sub-unità tettonica di Sassano - Monte Mattina (Fig. 7), risulta spesso tagliato da faglie plioceniche, che determinano l'inversione dei rapporti di sovrapposizione tra le due unità tettoniche.

L'assetto giaciturale risulta quasi sempre caotico, con blocchi da metrici a decametrici di calcari marnosi, quarzareniti "numidiche" ed arenarie arcosiche, imballati in una matrice argillosa fortemente tettonizzata. Questi terreni, considerati sul Foglio Melfi appartenenti alla facies intermedia delle unità del Bacino Lagonegrese, sono compresi, a seguito del coordinamento del Comitato d'Area dell'Appennino Meridionale, nel *Gruppo delle Argille Variegate* indifferenziate, che di norma costituiscono il Complesso delle Sicilidi di Ogniben (1969).

2.3.2.1.1. - *Gruppo delle Argille Variegate* (**AV**)

L'unità è composta da argille e argille marnose di colore rosso, verde e grigio, con intercalazioni di calcareniti e calcari marnosi (**AV**) ed è in assetto caotico o affetta da intensa deformazione. Sono presenti olistoliti, del diametro massimo di 300 m, costituiti da calcareniti e brecciole calcaree (**fr**), da arenarie quarzose (**fn**) e da arenarie arcosiche (**pd**). In località l'Abbazia è presente una sezione spessa 68 m di marne calcaree, argille marnose e calcari marnosi laminati di colore verde, bianco grigio-giallastro e rosso, con intercalato a 12,60 m dalla base uno strato quarzoarenitico spesso 20 cm a cui seguono arenarie ricche di muscovite in strati e banchi dello spessore variabile da 0,20 a 3m (depositi pelagici e torbiditici). Queste arenarie presentano gradazione inversa, con lamine piano parallele. Le arenarie sono state campionate e analizzate. In termini di classificazione QFL si ha per lo strato ad arenarie quarzose ($Q_{98}F_2L_0$) una affinità numidica, mentre le arenarie micacee risultano litico-feldspatiche ($Q_{47}F_{30}L_{23}$). Campioni raccolti in località Pugliese e in località Piani dell'Olmo hanno fornito associazioni a nannofossili calcarei del Cretacico, riferibili all'Aptiano, per la presenza di *Micrantholithus hoschulzii* (Reinhardt)*, Stephanolithion laffittei* Noël, *Watznaueria biporta* Bukry, e all'Albiano-Cenomaniano per la presenza di *Microstaurus chiastius* (Worsley), *Lithraphidites alatus* Roth & Thierstein*, Watznaueria barnesae* (Black,)*, Rhagodiscus asper* (Stradner).

Intercalato alle argille, in località Timpa degli Schiavi, si distingue una litofacies dello spessore massimo di 40 m di marne calcaree biancastre alternate a calcisiltiti con noduli di selce, calcari marnosi e calcareniti, in strati centimetrici

(depositi pelagici e subordinatamente torbiditici) (**AV_b**). Le associazioni a nannofossili calcarei e a foraminiferi planctonici di questa litofacies sono indicative dell'Eocene inferiore/medio; in particolare i nannofossili sono riferibili ad un intervallo tra le biozone NP12 e NP14 per la presenza di *Sphenolithus radians* Deflandre, *Discoaster lodoensis* Bramlette & Riedel e *D. kuepperi* Stradner. I foraminiferi planctonici sono caratterizzati dalla presenza di *Morozovella aragonensis* (Nuttall), *M. marginodentata* (Subbotina), *M. aequa* (Cushman & Renz), *Acarinina spinuloinflata* (Bandy), *Acarinina* cf. *A. mckannai* (White), *A. broedermanni* (Cushman & Bermudez).

L'età generale del gruppo va dal Cretaceo inferiore al Miocene inferiore (coordinamento del Comitato d'Area dell'Appennino Meridionale); l'età miocenica, sul Foglio Melfi, si deduce anche dalla presenza delle petrofacies arenacee ad affinità numidica. Lo spessore massimo affiorante è valutabile in alcune centinaia di metri.

2.3.2.2. - Sub-unità Tettonica di Sassano - Monte Mattina

Affiora nel settore settentrionale del foglio e comprende una successione continua di terreni appartenenti alle formazioni del *Flysch Galestrino*, *Flysch Rosso*, di *Paola Doce*, del *flysch numidico* e di *Serra Palazzo*. Il *Flysch Galestrino* e il *Flysch Rosso* appartengono alla parte alta della successione di depositi riferiti al Bacino Lagonegrese (D'Argenio *et alii,* 1973); la *formazione di Paola Doce* ed il *flysch numidico* appartengono al Bacino Numidico (Guerrera *et alii*, 1990; Pescatore *et alii*, 1999), mentre la *formazione di Serra Palazzo* appartiene alle unità interne del Bacino Irpino (Pescatore *et alii*, 1992, 1999).

La Sub-unità Tettonica di Sassano - Monte Mattina viene individuata da due discontinuità tettoniche che la separano (Fig. 7) inferiormente dall'Unità Tettonica di San Chirico e superiormente dalla Sub-unità Tettonica del Torrente Rifezze.

2.3.2.2.1. - *Flysch Galestrino* (**FYG**)

Affiora, con spessori di alcuni metri intensamente deformati alla base della facies diasprigna del *Flysch Rosso*, in una stretta fascia lungo il versante destro del Torrente Osento tra il Comune di Aquilonia e il Fiume Ofanto. Corrisponde alla parte alta della "*Serie calcareo-silico-marnosa*" di Scandone (1967, 1972). L'**FYG** è costituita da argilliti grigio chiare e verdastre, marne e calcari marnosi di ambiente pelagico, in sottile alternanza. I calcari marnosi mostrano la tipica fratturazione della pietra paesina. L'età Cretacico inferiore è desunta da quella del sovrastante *Flysch Rosso*.

2.3.2.2.2. - *Flysch Rosso* (**FYR**)

Il *Flysch Rosso* in questa unità tettonica raggiunge uno spessore di circa 300 m e comprende un membro (**FYR_1**) e due litofacies **FYR** e **FYR_a**. Il membro **FYR_1** ha uno spessore di circa 10 m, ed affiora in una stretta fascia alla sommità del *Flysch Galestrino* in destra orografica del Torrente Osento, dalla Località Ripone a Laovegeta. Tale membro è costituito da diaspri in strati sottili di colore nero e rosso alternati a sottili livelli di argilla marnosa marroncina e rossa con associati livelli centimetrici di *black shales* sottilmente laminati (usati in passato nei forni insieme alla legna, da cui prende il nome di "pietra che brucia") (depositi pelagici). Questo membro si può correlare, per la sua posizione stratigrafica, al membro diasprigno del *Flysch Rosso* compreso nell'Unità Tettonica di Monte Arioso, già descritto in precedenza. La differenza di spessore osservato può essere attribuita alla differente percentuale di strati calcarenitici presenti nei due settori.

Seguono superiormente argille marnose di colore grigio, marrone e rosse laminate, con intercalazioni di calcareniti massive e gradate in strati dello spessore variabile da 10 a 50 cm (depositi torbiditici e pelagici) (**FYR**). La successione del *Flysch Rosso* termina con un pacco di strati spesso circa 30 m, affiorante nel settore nord-occidentale della carta, tra l'abitato di Calitri e Monte Mattina.

I caratteri di facies sono visibili in più spaccati artificiali tra cui la Cava di Papaiello (Fig. 10), dove si osservano, a partire dalla base: 15 m di breccia con clasti calcarei delle dimensioni massime di 10 cm, cui seguono, prima 5 m di calcareniti massive in strati di 30-40 cm, con a luoghi liste e noduli di selce, poi circa 7 m di calcareniti massive e laminate in strati da 10 a 165 cm di spessore, con liste e noduli di selce e interstrati di 2-3 cm di peliti e diaspri di colore rosso. La successione termina con uno strato di breccia calcarea dello spessore di 1 m circa (depositi pelagici e torbiditici) (**FYR_a**). I rapporti stratigrafici tra il membro a diaspri (**FYR_1**) e quello argilloso-marnoso (**FYR**) sono di tipo netto, mentre il membro calcareo (**FYR_a**) costituisce un livello posizionato a tetto della litofacies argilloso-marnosa (**FYR**).

Le associazioni a foraminiferi planctonici presenti alla base della litofacies calcarea **FYR_a** sono riferibili ad un'età non più vecchia dell'Eocene medio per la presenza di *Acarinina* cf. *A. bullbrooki* Bolli, *A. spinuloinflata, A. broedermanni, Morozovella* sp., *Hantkenina alabamensis* s.l., *Aragonella aragonensis* (Nuttall). È tuttavia probabile che si tratti di associazioni rimaneggiate, considerato anche che il *Flysch Rosso* viene riferito nella sua parte alta all'Oligocene (Pescatore *et alii,* 1999, Scandone, 1967, 1972). Pertanto l'età complessiva della formazione è Cretacico inferiore *p.p.* - Oligocene.

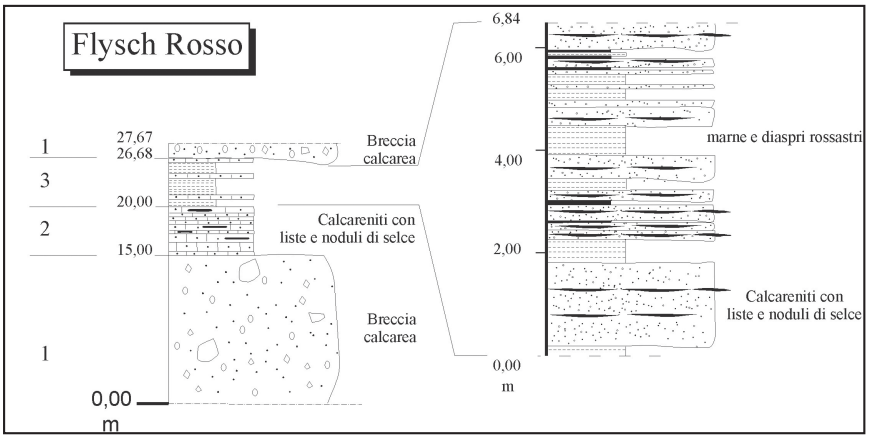


Fig. 10 - *Sezione stratigrafica di Cava di Papaiello in cui si osserva la litofacies* ***FYR***$_a$ *presente a tetto della formazione del Flysch Rosso, compresa nella Sub-unità Tettonica di Sassano Monte Mattina. La litofacies è costituita da brecce calcaree e calcareniti con diaspri, liste e noduli di selce. Si distinguono: 1. Breccia calcarea massiva con clasti delle dimensioni massime di 10 cm; 2. Calcareniti massive in strati di 30-40 cm, talora con liste e noduli di selce; 3. Calcareniti massive e laminate in strati da 10 a 165 cm con interstrati di marne e diaspri rossastri in straterelli di 2-3 cm di spessore.*

2.3.2.2.3. - *formazione di Paola Doce* (**PDO**)

Si distingue nel settore settentrionale del foglio. Il limite meridionale di affioramento è rappresentato dai depositi pliocenici presenti lungo il Fiume Ofanto. È costituita da calcareniti a grana media e fine con lamine piano parallelo e incrociata (*ripples*), nella parte alta degli strati, alternate a calcari marnosi, marne e calcisiltiti in strati dello spessore da 10 a 60 cm, sottilmente laminati (**PDO**). Nella parte alta dell'unita si distingue una litofacies (**PDO**$_a$), spessa circa 80 m, costituita da arenarie fini e grosse, con grado di cementazione da debole ad elevato e colore grigio scuro. Agli strati arenacei, spessi da 0,30 a 1,00 m, sono associate marne chiare, argille marnose e siltiti sottilmente laminate. Le arenarie possono essere gradate, massive e laminate con, a luoghi, strutture da fuga; le lamine sono piano parallele oppure incrociate, spesso a tetto degli strati si osservano superfici ondulate. Le associazioni di facies sopra descritte sono da considerare come depositi torbiditici con sequenza di Bouma Ta-c e Tb-c e talora Tc-e, osservabili nelle calcareniti fini. Lo studio petrografico di queste arenarie ha consentito di formulare ipotesi di correlazione basate sulla presenza di litici e minerali accessori caratteristici. In termini di classificazione QFL (Q=quarzo, F=feldspato, L= litici) la composizione media risulta: Q=58%, F=28% e L=14%. I campioni sono caratterizzati dalla presenza, tra i granuli accessori, di una notevole quantità di miche. Nell'ambito dei frammenti di roccia a tessitura fine

prevalgono gli scisti a quarzo+mica (subordinata) e le filladi; seguono i frammenti di cloritoscisti; le vulcaniti acide e i frammenti di serpentinoscisti sono presenti solo saltuariamente. Questi caratteri rendono le arenarie di questa litofacies simili alle arenarie micacee "tipo *Corleto*". Sono presenti, talvolta anche, arenarie a composizione media: Q=34%, F=48% e L=18%, in cui, nell'ambito dei granuli litici, prevalgono nettamente i frammenti di vulcaniti di composizione intermedia che presentano caratteri simili a quelli presenti nelle "*Tufiti di Tusa*".

In alcuni campioni prelevati in località Monte di Pietra Palomba sono state identificate associazioni a nannofossili cretacee (Campaniano-Maastrichtiano) rimaneggiate. In località Masseria Dentedoro, pochi campioni indicherebbero invece una generica età terziaria. Inoltre numerose campionature eseguite in affioramenti discontinui e non correlati tra loro, forniscono un'età Miocene inferiore, per la litofacies **PDO$_a$**. Le associazioni a nannofossili sono riferibili probabilmente ad un intervallo Aquitaniano-Burdigaliano per la presenza, tra le poche forme cronologicamente significative, di *Helicosphaera mediterranea* Müller, *H. carteri* (Wallich), *Sphenolithus conicus* Bukry, *Sphenolithus* cf. *S. belemnos* Bramlette & Wilcoxon, *S. abies* Deflandre; le associazioni a foraminiferi indicano ugualmente il Miocene inferiore per la presenza, tra le altre forme, di *Globigerinoides trilobus* (Reuss), *Globoquadrina dehiscens* (Chapman, Parr & Collins), *G. baroemoenensis* (Le Roy), *Paragloborotalia acrostoma* (Wezel). Lo spessore massimo affiorante dell'intera *formazione di Paola Doce* è valutabile in 475 m e l'età complessiva della formazione è riferibile all'Oligocene superiore - Miocene inferiore, in accordo con Pescatore *et alii* (1999).

2.3.2.2.4. - *flysch numidico* (**FYN**)

Affiora in monoclinali orientate in direzione NO-SE, sulla destra orografica del Fiume Ofanto, a Monteverde, Monte Teuto e Bosco di Pietra Palomba, nonché in località Bosco Pesco di Rago, Serra di Pece, Case del Vetro, Costa della Serra, Monte del Papa, Masseria De Carlo e Monte Mattina. I caratteri di facies non sono sempre ben visibili per l'assenza di spaccati naturali; tuttavia sono stati osservati a Monteverde, Monte Arcone e Aquilonia dove l'unità affiora con spessori considerevoli. A Monteverde, si osservano quarzoareniti grossolane e medie in banchi massivi, amalgamati e con *mud clast*, spessi anche 8-9 m. In località Monte Arcone le quarzoareniti affiorano in banchi e strati di vario spessore separati da argille siltose grigio-verdastre e marne dello spessore variabile da qualche centimetro a 60-70 cm. A sud di Aquilonia affiorano quarzoareniti dello spessore variabile da 30 a 80 cm con associate marne-argillose grigio-verdastre. Alla base degli strati si osservano spesso strutture da corrente e bioturbazioni. Lo spessore varia da qualche metro a circa 300 m. Per il *flysch numidico* compreso nell'Unità

Tettonica di Sassano - Monte Mattina esiste una datazione fatta in località Bosco della Frasca, a nord del foglio, (Ciaranfi & Loiacono, 1983) la cui associazione a foraminiferi planctonici indica un Burdigaliano superiore - Langhiano inferiore. Datazioni più recenti realizzate attraverso l'analisi incrociata dei nannofossili calcarei e dei foraminiferi planctonici, danno età molto contrastanti: per Patacca *et alii*, (1992) l'unità è riferibile alla parte alta della zona NN4 e forse alla parte più bassa della zona NN5 per i nannofossili, ed alla zona N8 per l'associazione a foraminiferi, restringendo in questo modo l'età del *flysch numidico* affiorante nell'Appennino meridionale al Langhiano inferiore; per Maiorano, (1998) e Gallicchio & Maiorano, (1999), che hanno eseguito un dettagliato lavoro biostratigrafico nella *formazione di Serra Palazzo*, il *flysch numidico* deve avere una età Burdigaliana, poichè la parte bassa della formazione studiata ha una età Burdigaliano superiore. Pertanto l'età attribuibile all'unità, anche a seguito del coordinamento del Comitato d'Area per l'Appennino Meridionale, è Miocene inferiore - medio.

2.3.2.2.5. - *formazione di Serra Palazzo* (**PAA**)

Si distingue in destra orografica del Fiume Ofanto in un affioramento di pochi metri quadri sul margine settentrionale del foglio in località Serra Schiavone.

Poggia, con un contatto netto e concordante, sulle arenarie del *flysch numidico* (**FYN**) ed è costituita nella sua parte inferiore da un'alternanza centimetrica di arenarie litiche di colore giallo chiaro, siltiti grigie in straterelli, e argille siltose grigiastre con intercalazioni di calcareniti grigiastre in strati centimetrici (depositi torbiditici). Lo spessore massimo affiorante in questa unità tettonica non supera i 20-30 m e l'età relativa è da riferire al Langhiano *p.p.* - Serravalliano.

2.4. - Unità Tettonica di San Chirico

Questa unità affiora nel Foglio Melfi solo in ristrette aree (nei pressi dell'abitato di Melfi, in località S. Martino e Frattese e in finestra tettonica in località Serra la Speca), mentre è presente in modo esteso nel confinante Foglio 452 "Rionero in Vulture" e su tutto il fronte esterno dell'Appennino Lucano.

Comprende successioni arenacee (*formazione di Serra Palazzo*) appartenenti al bacino Irpino (Cocco *et alii*, 1972; Pescatore, 1978, 1988). Questo bacino viene considerato l'avanfossa miocenica in evoluzione, con asse depocentrale orientato in direzione NO-SE e migrante nel quadrante nord-orientale durante l'edificazione della catena sud-appenninica.

2.4.1. - *flysch numidico* (**FYN**)

Il *flysch numidico* compreso nell'Unità Tettonica di San Chirico affiora nelle località S. Martino e Frattese, a sud-ovest dell'edificio vulcanico di Monte Vulture. In queste località le quarzoareniti, affioranti con uno spessore massimo di circa 200 m, sono costituite da banchi e strati di vario spessore separati da argille siltose grigio-verdastre e marne dello spessore di 40-70 cm. L'età relativa può essere dedotta dal lavoro di Gallicchio & Maiorano (1999) in cui si riportano nuovi dati biostratigrafici relativi alla *formazione di Serra Palazzo*. Questi autori attribuiscono alla base di questa formazione, attraverso lo studio delle associazioni a nannofossili calcarei, una età ascrivibile al top della zona MNN4a (Burdigaliano terminale). In tal modo le arenarie quarzoarenitiche ad essa sottostanti vengono datate al Burdigaliano. Pertanto l'età attribuibile all'unità, anche a seguito del coordinamento del Comitato d'Area per l'Appennino Meridionale, è il Miocene inferiore.

2.4.2. - *formazione di Serra Palazzo* (**PAA**)

È costituita da arenarie litiche massive, gradate e talora con stratificazione interna piano parallela di colore giallo chiaro e in strati e banchi amalgamati e non, dello spessore di 1-2 m. Associate si osservano siltiti grigie e argille siltose grigiastre, in straterelli (**PAA_2**). Questa associazione di depositi è attribuibile (Loiacono & Sbarra, 1991) ad un sistema torbiditico a bassa efficienza. Lungo il Vallone dei Laghi, presso la sorgente Crocco, è possibile osservare il passaggio dal membro **PAA_2** al membro **PAA_1**. Quest'ultimo è costituito da calcisiltiti biancastre e calcareniti medio-fini in strati decimetrici, con lamine ondulate e interstrati millimetrici di marne calcaree (depositi pelagici e torbiditici).

In località Serra la Speca è stata misurata una sezione nel membro **PAA_1** e raccolti numerosi campioni per lo studio micropaleontologico. L'età ottenuta è attribuibile al Serravalliano, probabilmente zona MNN6a, per la presenza di *Coccolithus pelagicus* (Wallich), *Calcidiscus premacintyrei* Theodoridis, *Calcidiscus leptoporus* (Murray & Blackman), di *Discoaster* cf. *Discoaster exilis* Martini & Bramlette, e per l'assenza di *Sphenolithus heteromorphus* Deflandre e di comuni *Reticulofenestra pseudoumbilicus* (Gartner), la cui FCO (*first common occurrence*) è segnalata alla base della zona MNN6b. Le associazioni a foraminiferi planctonici sono caratterizzate dalla presenza di *Globoquadrina dehiscens, Globorotalia scitula* (Brady), *Globigerinoides trilobus, Orbulina universa* d'Orbigny, *Orbulina suturalis* Brönnimann indicative della zona ad *Orbulina suturalis/G. periphaeroronda*.

L'età complessiva dei due membri è riferita al Burdigaliano superiore - Serravalliano (zone MNN4a-7) (Maiorano, 1998 e Gallicchio & Maiorano, 1999).

2.5. - Unità Tettonica della Daunia

Affiora estesamente nel confinante Foglio 522 "Rionero in Vulture" in un'ampia fascia larga mediamente 4 km lungo il bordo esterno dell'Appennino ed è separata dalle successioni plio-quaternarie della Fossa Bradanica da un contatto tettonico inverso. Nel Foglio Melfi invece, affiora per poche centinaia di metri solo ad Est dell'abitato di Melfi nell'angolo nord-orientale del foglio. L'unità tettonica comprende depositi misti silicoclastici e carbonatoclastici del *flysch di Faeto* considerati, dal punto di vista paleogeografico, appartenenti al settore nord-orientale del Bacino Irpino (Cocco *et alii*, 1972; Pescatore, 1978, 1988).

2.5.1. - *flysch di Faeto* (**FAE$_a$**)

Le descrizioni di seguito riportate derivano da dati raccolti in affioramenti presenti, lungo la dorsale della Spinoritola, nel contiguo Foglio 522 "Rionero in Vulture". L'unità è costituita da sedimenti argillosi, marnosi e siltosi di colore grigio-biancastro, con intercalazioni di calcareniti, calcari marnosi e arenarie, in strati dello spessore variabile da 5 a 30 cm circa. Gli strati calcarenitici e arenacei sono in facies torbiditica, con sequenze di Bouma: Tab, Ta-e, Ta, Tb-e, Td e Ta-d; mentre le argille sono depositi di decantazione emipelagici e pelagici). L'età é riferibile al Burdigaliano - Serravalliano.

2.6. - Unità Mioceniche discordanti sulle unità tettoniche

Sul substrato meso-cenozoico strutturato in scaglie tettoniche si rilevano, in discordanza, tre formazioni di età miocenica. Di queste, le *arenarie di Cerreta - Bosco di Pietra Palomba* affiorano per lo più sui *thrust* esterni alla carta e in piccoli affioramenti nel settore interno, al di sopra della Sub-unità Tettonica del Torrente Rifezze. La *Formazione di Castelvetere* (Quaderni del Servizio Geologico d'Italia serie III n°7), affiorante in aree più interne tra gli abitati di Muro Lucano e Avellino, corrisponde al "*Flysch di Castelvetere Auctt.*" (Pescatore *et alii,* 1971). La successione di terreni che la costituisce è suddivisa in tre membri sedimentati nel Tortoniano superiore - Messiniano inferiore (Patacca *et alii*, 1990), in un bacino di *piggy-back*. Nel Foglio Melfi la *Formazione di Castelvetere* affiora nel settore meridionale del foglio, a sud del bacino pliocenico dell'Ofanto, sulle unità tettoniche: *Sicilide, di Monte Marzano - Monti della Maddalena e di Monte Arioso*. Entrambe le unità sopra citate sono state coinvolte nei sovrascorrimenti del Miocene superiore e dei sistemi traspressivi pliocenici. La terza formazione, di età messiniana (*evaporiti di Monte Castello*), è limitata a due piccoli affioramenti localizzati sul margine settentrionale del bacino dell'Ofanto, tra gli abitati di

Cairano e Andretta. Quest'ultima unità giace in discordanza sulla *formazione di Paola Doce* ed è sottostante ai conglomerati del *supersintema di Aquilonia* con un rapporto di tipo discordante e discontinuo.

2.6.1. - *arenarie di Cerreta-Bosco di Pietra Palomba* (**ACP**)

Affiorano lungo due fasce orientate in direzione NO-SE. La prima è localizzata lungo il Torrente Osento, dal Lago di San Pietro alla confluenza con il Fiume Ofanto; la seconda su entrambi i versanti del Fiume Ofanto, tra la confluenza con il Torrente Osento e il margine nord del foglio. Poggia con un contatto inconforme marcato anche da discordanza angolare esclusivamente sul *Gruppo delle Argille Variegate* (**AV**). I caratteri di facies sono osservabili in spaccati naturali in località Rinchiuso, Masseria Molino Vecchio e lungo la strada che collega Foggiano a Foggianello. In quest'ultima località si osservano tre litofacies (arenaceo-conglomeratica, arenaceo-pelitica e pelitico-arenacea) non cartografabili, sia per l'intensa tettonizzazione che per i rapporti di eteropia esistenti tra le tre litofacies. La litofacies arenaceo-conglomeratica è costituita da banchi dello spessore medio di 7-8 m di arenarie litiche e arcosiche giallastre a granulometria grossolana, poco cementate e massive, con rari ciottoli sparsi; i banchi di arenaria si alternano con quelli conglomeratici dello spessore di 4-5 m; i conglomerati sono disorganizzati, matrice sostenuti e poligenici con una matrice sabbiosa grossolana e blocchi del diametro massimo di 1m; questi ultimi possono essere spigolosi o subarrotondati e di natura granitica, calcarea, calcareo-marnosa e diasprigna. Passa inferiormente e lateralmente alla facies arenaceo-pelitica costituita da arenarie arcosiche e litiche giallastre in strati spessi da 10 cm a 50 cm, con sequenze di Bouma Ta-b, Tb-c e Ta-c, alternate ad argille grigie e argille marnose sottilmente stratificate. Le arenarie presentano spesso alla base degli strati strutture di fondo (*groove* e *flute cast*). Da quest'ultima litofacies si passa lateralmente a quella pelitico-arenacea caratterizzata da maggior spessore e frequenza degli strati pelitici rispetto a quelli arenacei. Gli intervalli pelitici sono costituiti da un'alternanza ritmica millimetrica di siltiti e argille marnose grigio chiare. Gli strati arenacei, dello spessore di 10-15 cm, presentano sequenze di Bouma Tb-c e Ta-c. Dall'analisi dei rapporti geometrici, delle litofacies e dalla posizione stratigrafica si può ritenere che questo bacino si sia impostato sulle coltri appenniniche, con asse depocentrale parallelo ai *thrust* e apporti longitudinali. La sedimentazione grossolana avveniva nel settore depocentrale mentre quella fine ai margini. I campioni raccolti in questa formazione sono risultati allo studio petrografico di composizione $Q_{47\%-61\%}$, $F_{27\%-48\%}$ e $L_{0\%-11\%}$. Tra i componenti si rileva una provenienza da rocce a composizione granitica di origine sia plutonica che subvulcanica. La presenza di *Globigerinoides trilobus, Orbulina universa*,

Globoquadrina dehiscens, Paragloborotalia mayeri (Cushman & Ellisor) nelle associazioni a foraminiferi planctonici indicherebbe un'età non più vecchia del Serravalliano medio. Lo spessore raggiunge circa i 350 metri. L'età riferibile al Serravalliano medio - superiore.

2.6.2. - *Formazione di Castelvetere (***CVT***)*

Affiora nel settore meridionale del foglio tra i depositi del Bacino dell'Ofanto ed il suo bordo sud-occidentale, con uno spessore variabile da circa 150 m, presso il Lago di Saetta, a 250 m circa, lungo il margine meridionale del foglio. L'unità è costituita alla base da circa 160 m di arenarie e conglomerati in alternanza (**CVT_1**) e nella sua parte alta da circa 90 m di sottili alternanze di silt e argille marnose (**CVT_2**), con isolati blocchi decametrici di calcari micritici, derivanti dai carbonati della Piattaforma Appenninica (**pa),** e masse di argille di vario colore in assetto caotico (**av**).

Nel membro di base (**CVT_1**) sono state descritte diverse sezioni di cui quella misurata in località Monte Carruozzo, dello spessore di circa 150 m, mostra a cominciare dal contatto con l'unità sottostante, arenarie medio-grossolane di colore beige in strati e banchi amalgamati, con piccoli ciottoli del diametro di 1 cm. Le arenarie sono gradate, oppure con lamine piano parallele. I ciottoli sono di natura: granitica, metamorfica, quarzosa e calcarea. A diverse altezze stratigrafiche, isolati nelle arenarie, sono presenti lenti dallo spessore variabile da 1 a 6 m di conglomerato canalizzato della larghezza massima di 50 m, con asse orientato in direzione N70°. Questi ultimi sono poligenici, gradati oppure con debole stratificazione interna. I ciottoli sono delle dimensioni massime di 60 cm e di natura granitoide, calcarea, metamorfica e quarzosa; sono inoltre presenti anche blocchi spigolosi di arenarie e siltiti quarzose e ciottoli di fango. A 101 m dalla base si distingue una lente dello spessore di 18 m di conglomerato poligenico disorganizzato privo di matrice, con ciottoli e blocchi costituiti da calcareniti, calcari marnosi e arenarie litiche poco arrotondati e del diametro massimo di 1,50 m; sono anche presenti rari ciottoli di granito delle dimensioni massime di 60 cm (questi depositi sono stati interpretati in Cocco *et alii*, 1972; Pescatore, 1978 come facies legate a sistemi canalizzati, di sbocco e/o argine di canale).

Dalla sezione sopra descritta si passa lateralmente in direzione nord-est alla sezione misurata in località Paratina spessa circa 90 m. Questa seconda sezione è costituita da arenarie medie gradate con resti vegetali e a tetto lamine piano parallele; subordinatamente arenarie massive o con gradazione inversa. Gli interstrati sono occupati da argille siltose laminate. Il rapporto arenarie/argilla è sempre a favore delle arenarie tranne nella parte intermedia della sezione dove prevalgono le argille siltose. A diverse altezze stratigrafiche si osservano banchi di conglomerato spessi fino a 3,40 m, con gradazione inversa e ciottoli di fango; i ciottoli di natura quarzosa e calcarea sono del diametro massimo di 1 cm.

note_451_Melfi_09-12-15.indd 50 25/01/16 10:48

Lo studio al microscopio delle arenarie ha mostrato una composizione quarzofeldspatica ($Q_{57\%-50\%}$, $F_{43\%-40\%}$ e $L_{7\%-3\%}$). Tra i componenti litici prevalgono i frammenti di graniti e subordinatamente metamorfiti, scisti quarzoso-micacei e filladi. In base alla composizione quarzofeldspatica la provenienza è da imputare a rocce crustali plutoniche e metamorfiche (Critelli & Le Pera, 1995).

Le osservazioni fatte nel membro arenaceo-conglomeratico (**CVT_1**) mostrano un'area depocentrale subsidente presso Castelgrande con apporti dal quadrante sud-occidentale. L'età dei due membri è riferibile al Tortoniano superiore - Messiniano inferiore poichè sono correlati con il membro inferiore e superiore della *Formazione di Castelvetere* riportata nei Quaderni del Servizio Geologico d'Italia serie III n°7, età che, però, non è stata riconosciuta nei campioni prelevati per le analisi biostratigrafiche, in quanto sono risultati sterili o con associazioni a foraminiferi rimaneggiate del Burdigaliano.

2.6.3. - *evaporiti di Monte Castello (***CTL***)*

La denominazione di questa formazione evaporitica deriva da affioramenti descritti sul confinante foglio Sant'Angelo dei Lombardi e dal coordinamento del Comitato d'area per l'Appennino Meridionale. Gli unici affioramenti osservati sono due piccoli lembi isolati al limite con i sedimenti pliocenici del Bacino dell'Ofanto nelle località Gessara e Ripa spaccata, lungo il Torrente Orata. È costituita da non più di sette metri di gessorudite, gesso nodulare e gessi sottilmente laminati in alternanza, con intercalazioni di silt (depositi evaporitici, risedimentati per gravità in ambiente marino). Questi terreni poggiano in discordanza sull'Unità Tettonica di Sassano - Monte Mattina e possono essere correlati con una parte della successione evaporitica (*Formazione Gessoso-solfifera*), descritta da Dazzaro & Rapisardi (1983) presso Scampitella Mattina. L'età è riferibile al Messiniano, per similitudine con situazioni riscontrabili a scala regionale (Cita & Corselli, 1993).

3. - UNITÀ PLIO-PLEISTOCENICHE DELLA CATENA APPENNINICA

Sul settore esterno della catena sud-appenninica affiorano terreni di età pliocenica, sedimentati in discordanza sul substrato meso-cenozoico ed appartenenti a più bacini separati tra loro, riferiti in letteratura all'Unità di Ariano Irpino (Pescatore & Ortolani, 1973).

Nel Foglio 451 "Melfi" affiorano parte dei sedimenti del Bacino dell'Ofanto (BO) e parte di quelli del Bacino di Ariano Irpino. In questi terreni sono stati studiati più di 3.500 m di sezioni stratigrafiche e sono state eseguite analisi

biostratigrafiche su numerosi campioni di argille, che insieme al rilevamento geologico di dettaglio hanno consentito di ottenere un quadro stratigrafico completo della zona (Fig. 11). Sono state distinte più unità stratigrafiche a limiti inconformi (UBSU), ricostruite le architetture delle geometrie deposizionali ed individuati più sistemi deposizionali separati nel tempo e nello spazio. In Tabella 2 sono riportati i codici delle *litofacies* descritte e le relative interpretazioni.

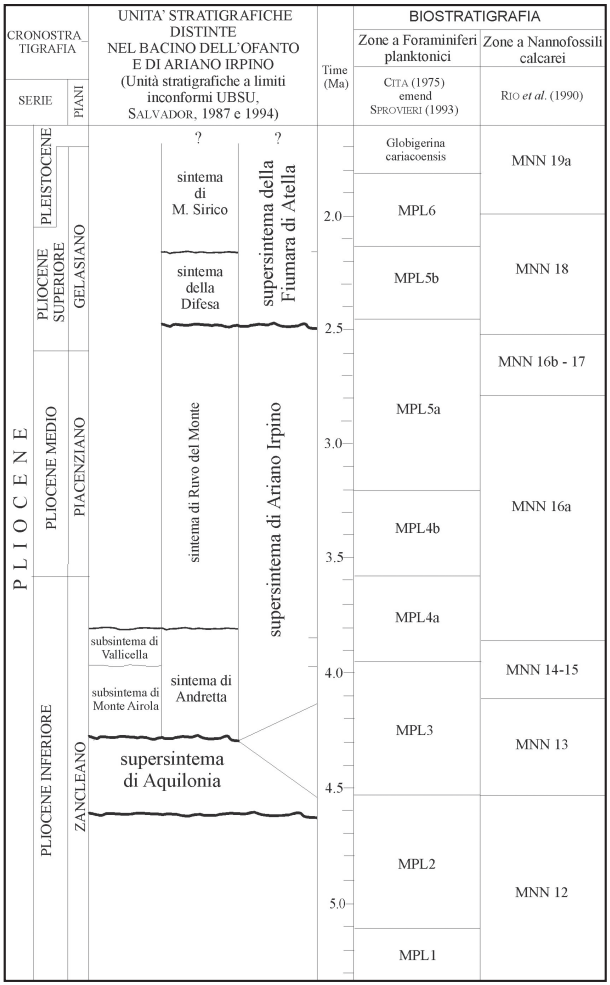


Fig. 11 - *Schema biostratigrafico del Bacino dell'Ofanto. Analisi integrata dei bio-orizzonti a nannofossili calcarei e foraminiferi planctonici.*

note_451_Melfi_09-12-15.indd 52 25/01/16 10:48

Tab. 2 - *Classificazione delle litofacies e loro interpretazione (Miall, 1992; Ridgway & Decelles, 1993; Bridge, 1993).*

Codice	***Litofacies***	Processo deposizionale
Gcm	Ghiaia clasto-sostenuta, massiva, con o senza ciottoli embriciati	Flusso ad alta energia, incanalato (colata di detrito)
Gmm	Ghiaia fango sostenuta massiva.	Colata di fango e detrito (debris-flow).
Gch	Ghiaia clasto-sostenuta a stratificazione orizzontale, con o senza ciottoli embriciati	Flusso ad alta energia non incanalato (Barra longitudinale, lobi setaccio)
Gct	Ghiaia clasto-sostenuta a stratificazione incrociata concava	Flusso ghiaioso incanalato (riempimento di canali minori)
Gcp	Ghiaia clasto-sostenuta a stratificazione planare obliqua	Accrescimento laterale di barre ghiaiose (barra longitudinale)
Sm	Sabbia massiva	Flussi sabbiosi di alta energia, disorganizzati
St	Sabbia da media a molto fine a stratificazione incrociata concava	Riempimento di docce di erosione, migrazione di dune
Sh	Sabbia da molto fine a grossolana a laminazione orizzontale	Letti planari di regime di flusso superiore, sheet flood
Sp	Sabbie da medie a grossolane a stratificazione incrociata piana.	Flussi trattivi a regime inferiore (migrazione di barre sabbiose).
Fsl	Sabbia, silt, fango a laminazione sottile, piana e a ripples, con resti vegetali e tracce di radici	Flusso di tracimazione o di piena calante
Fsm	Silt argilloso da laminato a massivo.	Decantazione con debole trazione.
Fmm	Fango massivo	Decantazione in paludi o aree di inondazione

3.1. - Unità dei bacini dell'Ofanto e di Ariano Irpino

Il Bacino dell'Ofanto è un bacino satellite polifasico, interpretato in Hippolyte *et alii* (1992) come bacino di *piggy-back* (sensu Ori & Friend, 1984) ed è posizionato nella parte centrale del foglio lungo il Fiume Ofanto. Ha una forma allungata in direzione E-W con larghezza media di 7,00 km e lunghezza di 45,00 km circa.

La successione sedimentaria in esso affiorante mostra i termini più recenti nel settore orientale del bacino (Hippolyte *et alii,* 1994), dove sono sormontati dai prodotti vulcanici del Monte Vulture di età compresa tra 674±7 ka e 132±12 ka (Giannandrea *et alii,* 2004). In questo capitolo vengono descritti anche i caratteri di facies dei terreni affioranti lungo il settore settentrionale del foglio, in corrispondenza degli abitati di Aquilonia e Bisaccia, appartenenti al Bacino di Ariano Irpino (Ciarcia *et alii*, 1998). Le successioni sedimentarie rilevate nelle due aree (Fig. 11) sono state raggruppate in unità informali separate da superfici di inconformità (UBSU Salvador, 1987, 1994). Alcune di queste superfici sono

state già utilizzate in passato da diversi autori, per suddividere questi terreni in due cicli sedimentari di età, rispettivamente, pliocenica e plio-pleistocenica (Vezzani, 1968; Pescatore & Ortolani, 1973; Hippolyte *et alii,* 1992, 1994 e Patacca & Scandone, 2001). Vezzani (1968) descrive una successione affiorante dall'abitato di Ruvo del Monte alla località Fronti di Ruvo del Monte, in cui riconosce due cicli sedimentari discordanti, separati da una superficie di erosione. Il ciclo inferiore è costituito da sabbie e argille trasgressivo-regressive di età pliocenica, mentre quello superiore è costituito da un conglomerato plio-pleistocenico. I rapporti stratigrafici esistenti tra le unità stratigrafiche distinte sono visibili lungo il lato nord del bacino dell'Ofanto e schematizzati in Figura 12.

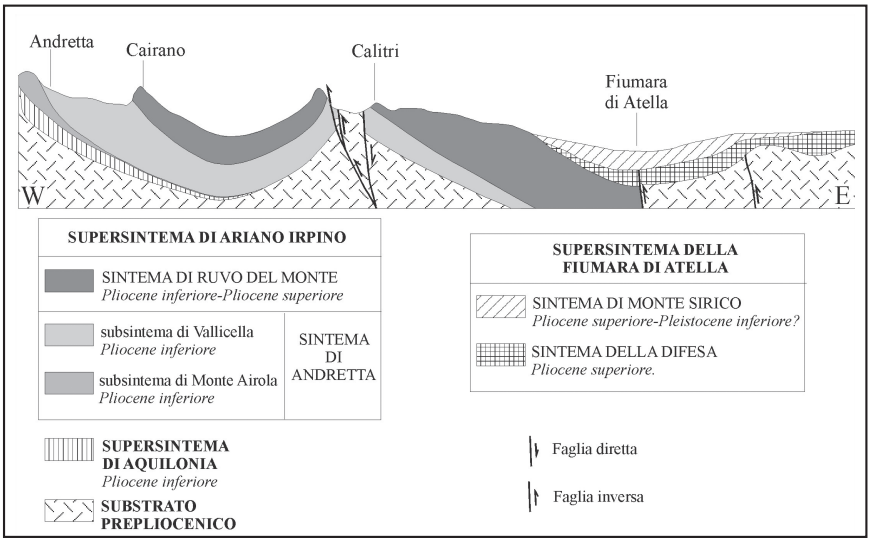


Fig. 12 - *Schema dei rapporti stratigrafici delle unità plio-pleistoceniche del Bacino dell'Ofanto.*

3.1.1. - *supersintema di Aquilonia* (**AQ**)

I maggiori affioramenti si rilevano proprio ad Aquilonia e a Bisaccia, sul margine nord della carta e in affioramenti minori nei pressi di Andretta, lungo il margine settentrionale del BO. Ad Aquilonia si riscontra una successione di terreni di tipo trasgressivo regressivo con conglomerati (**AQ**), sabbie ($\mathbf{AQ_a}$) e argille ($\mathbf{AQ_b}$) in eteropia tra loro. I conglomerati sono generalmente di colore rosso bruno, con strati dello spessore variabile da 2 a 16 m separati da superfici di erosione. La litofacies conglomeratica (**AQ**) è costituita da conglomerato grossolano clasto-sostenuto, a stratificazione orizzontale, con o senza ciottoli embriciati (Gch) e a stratificazione incrociata obliqua (Gcp), con

rare intercalazioni sabbioso-siltose a laminazione sottile (Fsl). I ciottoli, delle dimensioni dei blocchi, possono raggiungere il diametro massimo di 75 cm, sono ben arrotondati e prevalentemente tabulari o discoidali; la loro natura litologica è: calcarenitica, calcareo marnosa, calcarea con selce e subordinatamente arenacea. I paleoapporti, misurati generalmente sulla embriciatura dei ciottoli e nella clinostratificazione, provengono dai quadranti meridionali per gli affioramenti di Aquilonia e Bisaccia e da quelli nord-orientali, per gli affioramenti studiati sul margine settentrionale del BO (lungo il Torrente Orato). Ad Aquilonia, dalla facies conglomeratica si passa superiormente e lateralmente, a sabbie grossolane di colore grigio-giallastro a laminazione orizzontale piano parallela, con un abbondante contenuto di macrofossili marini. A più livelli stratigrafici si osservano sottili intercalazioni di silt laminato con resti vegetali ($\mathbf{AQ_a}$). Le sabbie passano gradualmente ad argille siltose grigio-azzurre a laminazione sottile con frammenti di macrofossili marini ($\mathbf{AQ_b}$). A Bisaccia, in località Croce del Malpasso, la facies $\mathbf{AQ_a}$ aumenta di spessore, le intercalazioni siltose sottilmente laminate diventano più frequenti ed aumentano anche in spessore e sono invece rari i fossili marini. Le tre associazioni di facies sopra descritte sono indicative di un sistema deltizio dominato dalla sedimentazione di conglomerati riconducibili ad un delta-conoide marino. In località Ripa Spaccata lungo il Torrente Osento, in discordanza sotto una spessa successione di conglomerati del *supersintema di Ariano Irpino*, si osservano conglomerati correlati con i depositi (**AQ**) di Aquilonia-Bisaccia, organizzati in sequenze *fining upward* (FU) spesse da 7 a 15 m. Le sequenze sono organizzate in strati metrici di conglomerato clasto-sostenuto poligenico, con ciottoli eterogenei sia per dimensioni (diametro massimo 60 cm) che per forma e con lieve stratificazione interna. A tetto delle sequenze FU è presente, in genere, un paleosuolo spesso 30-50 cm di colore rosso. La litologia dei ciottoli è costituita da calcari, calcari con selce, calcareniti, brecce calcaree, argilliti, marne-calcaree e calcari marnosi. Le sequenze FU sono interpretabili come depositi di barra longitudinale di una piana alluvionale.

Lo spessore massimo del supersintema rilevato ad Aquilonia è di 350 m. Nella facies argillosa ($\mathbf{AQ_b}$) sono stati raccolti campioni per la biostratigrafia le cui associazioni a nannofossili calcarei e foraminiferi sono risultate poco significative e di difficile interpretazione; sono presenti forme rimaneggiate del Messiniano. La presenza, tra i nannofossili calcarei, di *Helicosphaera sellii* Bukry & Bramlette, *H. carteri, Calcidiscus leptoporus*, small *Gephyrocapsa* (< 3,5 micron) indicherebbero un'età Pliocene inferiore, zona MNN13. Tra i foraminiferi sono state riconosciute forme bentoniche ad affinità pliocenica.

Le discontinuità che delimitano l'AQ sono di tipo *angular unconformity* alla base, con il substrato prepliocenico, di tipo discordante e discontinuo con troncatura erosiva a tetto. Quest'ultimo contatto è visibile in località Ripa Spaccata lungo il Torrente Orata (Fig. 13).

note_451_Melfi_09-12-15.indd 55 25/01/16 10:48

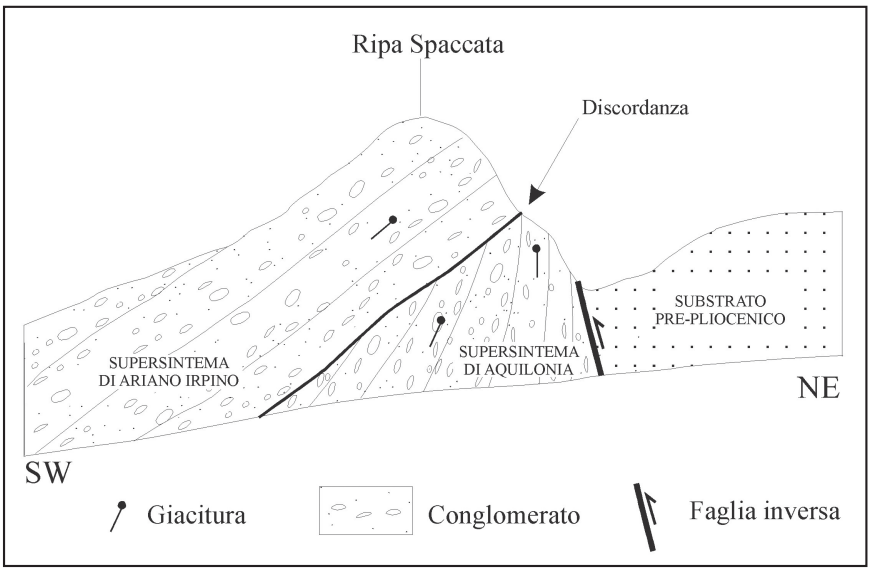


Fig. 13 - *Sezione schematica di località Ripa Spaccata in cui si osservano i rapporti stratigrafici tra i supersintemi di Aquilonia e Ariano Irpino.*

3.1.2. - s*upersintema di Ariano Irpino* (**AR**)

Viene suddiviso (Fig. 11) nei *sintemi di Andretta* (**SAD**) e di *Ruvo del Monte* (**RVM**) e raggruppa la maggior parte dei terreni marini di natura argillosa, sabbiosa e subordinatamente conglomeratica del BO. Comprende, inoltre, terreni non distinti in sintemi, per l'assenza di discontinuità interne, costituiti da: argille siltose massive o con laminazione interna piano-parallela (**AR**) alla base, e sabbie grossolane ricche in macrofossili marini ($\mathbf{AR_a}$). Questi ultimi terreni sono visibili lungo il Vallone Refezzella in prossimità della confluenza con il Fiume Ofanto. L'AR poggia in discordanza angolare sul *supersintema di Aquilonia* (Fig. 13) e con un rapporto di tipo *angular unconformity* sul substrato prepliocenico ed è sottostante al *supersintema della Fiumara di Atella*, con un rapporto discordante di tipo *downlap* ben visibile in località Fronti di Ruvo del Monte. L'area di affioramento si individua nella parte centrale del Foglio lungo il Fiume Ofanto tra gli abitati di Andretta, Conza della Campania, Cairano, Calitri e Monte Cervaro a nord e Sant'Andrea di Conza, Pescopagano, San Fele, Rapone e Ruvo del Monte a sud.

La discontinuità che separa il *sintema di Andretta* dal *sintema di Ruvo del Monte* è ben visibile in corrispondenza degli abitati di Cairano e Calitri. In entrambe le località, il limite è individuato da superfici nette che separano

note_451_Melfi_09-12-15.indd 56 25/01/16 10:48

successioni leggermente discordanti, a forti contrasti litologici e riconducibili ad ambienti deposizionali non contigui. Età Pliocene inferiore - Pliocene superiore.

3.1.2.1. - sintema di Andretta (**SAD**)

Tra i due sintemi compresi nell'AR questo è il più antico, ed è costituito alla base da depositi continentali che passano verso l'alto, con un contatto netto e leggermente discordante, ad argille con intercalazioni di livelli sabbiosi di ambiente marino. Le due litofacies sono distinte, per la presenza di questa discordanza, in due subsintemi (Figg. 11 e 12). Età Pliocene inferiore.

subsintema di Monte Airola (**SAD_1**)

Si rileva da Monte Airola, in prossimità di Andretta, al Fosso della Monaca nel settore occidentale del foglio, con uno spessore di circa 100 m. In esso si distinguono, partendo dalla base, una serie di terreni costituiti da banchi di conglomerato bruno, clasto-sostenuto, massivo e con stratificazione incrociata obliqua (Gcp e Gcm). Le paleocorrenti misurate sulla clinostratificazione indicano una provenienza da est. I conglomerati in banchi dello spessore di 2-4 m, sono alternati a sabbie, silt, argille a laminazione sottile (Fsl) dello spessore di 2-4 m. Spesso a tetto dei sedimenti fini sono presenti paleosuoli rossi. L'insieme dei caratteri di facies descritti consente di interpretare i banchi di conglomerato come lobi di conoide alluvionale migranti e le facies fini rappresentano i momenti di abbandono del canale, con migrazione degli apporti grossolani in altra sede del conoide. Nella parte alta aumentano le percentuali dei depositi fini e i conglomerati sono canalizzati, di colore bruno, clasto-sostenuti a stratificazione incrociata obliqua, concava e orizzontale con o senza ciottoli embriciati (Gcp, Cct e Cch). I ciottoli sono subarrotondati prevalentemente tabulari o discoidali e in minore quantità equidimensionali e a lama, delle dimensioni massime di 50 cm; sono costituiti da calcari con selce, calcareniti, calcari marnosi e in minore quantità da arenarie. Le misure delle paleocorrenti indicano apporti dai quadranti nord-occidentali e l'ambiente di sedimentazione è riconducibile a una piana alluvionale con asse depocentrale orientato in direzione N120-150°.

subsintema di Vallicella (**SAD_2**)

Trattasi di alcune centinaia di metri di argille-siltose massive e a laminazione piano parallela di colore grigio-azzurro (**SAD_2**). L'ambiente deposizionale è riconducibile ad un prodelta oppure ad una piattaforma marina. Alle argille sono intercalate a più altezze stratigrafiche sabbie debolmente cementate, a luoghi molto cementate (queste ultime a forma di bastoncino o a palla), e sabbia, silt e argilla sottilmente stratificata (**SAD_{2a}**). Le sabbie con granuli da fini a grossi sono a

laminazione orizzontale (depositi di fronte deltizia). Le due litofacies contengono molluschi marini interi e in frammenti. Le sabbie sono state osservate, alla base del subsintema, in località Cava di argilla (presso Sant'Andrea di Conza), Laviano e Convento di San Lorenzo (nei pressi di Pescopagano) e nelle località Masseria Mazzeo e Sudditola a nord di Cairano. Le associazioni a nannofossili calcarei dell'unità indicano un intervallo di tempo al limite tra le zone a *Reticulofenestra pseudoumbilicus*/*Discoaster tamalis* (MNN14-15/MNN16a) per la presenza di rari esemplari di *R. pseudoumbilicus* e *Sphenolitus abies/neoabies, Pseudoemiliania lacunosa* (Kamptner)*, Helicosphaera sellii*, *Discoaster asymmetricus* Gartner*, Discoaster pentaradiatus* Tan, rari *Discoaster tamalis* Kamptner e abbondanti small *Gephyrocapsa*. Sulla base delle associazioni a foraminiferi planctonici l'unità è riferita al limite di zona MPL3/MPL4a per la presenza di *Globorotalia margaritae* Bolli & Bermudez. e *Globorotalia punticulata* (Deshayes).

3.1.2.2. - sintema di Ruvo del Monte (**RVM**)

Il *sintema di Ruvo del Monte* è costituito prevalentemente da sedimenti argilloso siltosi (**RVM**) e subordinatamente da sabbie debolmente cementate (**RVM$_a$**) e conglomerati (**RVM$_b$**) in rapporto di eteropia di facies. Lo spessore massimo affiorante è di circa 1.700 m. Le argille siltose (**RVM**) sono di colore grigio-azzurro, con strati sia massivi sia con lamine piano-parallelo. La litofacies sabbiosa (**RVM$_a$**) affiora prevalentemente lungo il margine settentrionale (Conza della Campania Nuova, Cairano, Calitri e Monte Cervaro) e meridionale (Rapone, Ruvo del Monte, Ischia e Casalino) del bacino, mentre la litofacies conglomeratica (**RVM$_b$**) affiora in corpi lentiformi alla base dell'unità in corrispondenza di Cairano, in località Serra San Felice, Serra Gagliano, Mancusa, Monte Nerico, in prossimità di Monte Travaglioso e, in una piccola lente intercalata tra le argille, a Rapone.

I caratteri di facies dei sedimenti conglomeratici (**RVM$_b$**) sono stati analizzati nei pressi dell'abitato di Cairano, mentre i sedimenti sabbiosi (**RVM$_a$**) e argilloso siltosi (**RVM**) sono stati descritti in due sezioni ricostruite lungo il margine settentrionale (tra Calitri e Monte Cervaro) e meridionale (tra Ruvo del Monte e i Fronti di Ruvo del Monte) del bacino.

A Cairano vi è un corpo conglomeratico dello spessore di circa 50 m esteso lateralmente per circa 3 km. Verso Sud-Est i conglomerati passano, con un rapporto di eteropia di facies, a sabbie e argille. Alla base del corpo conglomeratico e a circa 20 m di altezza vi sono due strati spessi 1,20 m di conglomerato fango sostenuto, massivo (Gmm). Tra questi due strati la successione è fatta di strati di conglomerato clasto-sostenuto, massivo (Gcm) organizzati in una alternanza di *foreset* e *topset*. I gruppi di set (spessore variabile da 1 a 6 m) possono essere

amalgamati oppure separati da strati di silt laminato oppure massivo (Fsm) con macrofossili marini interi o in frammenti (fronte deltizia). La porzione superiore della successione è fatta da circa 30 m di conglomerato clasto-sostenuto, massivo (Gcm), organizzato in banchi amalgamati spessi mediamente 5 m. A tetto di ogni banco vi sono superfici di canalizzazioni riempite da conglomerati a stratificazione incrociata concava (piana deltizia). I ciottoli dell'intera successione esaminata possono raggiungere il diametro massimo di 60 cm, sono ben arrotondati, prevalentemente discoidali e subordinatamente equidimensionali e a lama. Le misure di paleocorrente indicano un paleo apporto da nord-ovest; le litologie dei ciottoli sono rappresentate da arenarie e subordinatamente da calcari marnosi e calcareniti.

Nella sezione misurata tra Calitri e Monte Cervaro, partendo dalla base della successione e spostandosi da Calitri verso Monte Cervaro, si distinguono tre corpi sabbiosi sovrapposti dello spessore rispettivamente di 40, 10 e 30 m alternati ad argille e silt laminati con macrofossili interi e in frammenti dello spessore rispettivamente di 37 e 14 m. Le sabbie sono da medie a fini, poco cementate, di colore giallo ocra, organizzate in strati (spessore: 0,20-1,90 m), gradati oppure massivi; contengono macrofossili interi e in frammenti, ciottoli di fango e bioturbazioni (lobi deltizi). Nello spazio di 600 m, in direzione sud, lo spessore degli strati diminuisce rapidamente fino a qualche centimetro. Procedendo da Calitri verso Monte Cervaro le argille aumentano in spessore e le intercalazioni sabbiose tendono a diminuire sia di spessore, che di frequenza. In corrispondenza di Monte Cervaro, infine, le sabbie ridiventano dominanti. Anche quest'ultimo corpo sabbioso verso sud diminuisce di spessore e mostra un rapporto di eteropia di facies con i sedimenti argillosi.

La sezione rilevata sul margine meridionale ha uno spessore complessivo di 620 m ed è costituita da una successione di sedimenti progradanti in direzione Nord-Est. La porzione inferiore della successione è composta di circa 235 m di sabbia medio-fine debolmente cementata di colore giallo ocra, organizzata in quattro sequenze estese lateralmente fino a 8 km. Dalla base, le prime due sequenze sono composte di circa 10 m di strati amalgamati di sabbia a stratificazione orizzontale cui seguono superiormente circa 30 m di sabbia e argilla siltosa in strati alternati. In entrambe le sequenze sono sempre visibili macrofossili marini interi e in frammenti disposti sia in modo isolato sia in concentrazioni. Le successive due sequenze sono fatte di strati di sabbia, massiva, con *lag deposits* di macrofossili marini alla base degli strati e intercalazioni di sottili strati di argilla siltosa (lobi deltizi). La porzione superiore della sezione è composta di circa 385 m di argilla siltosa laminata e massiva (prodelta). A più livelli stratigrafici si distinguono intercalazioni lentiformi (spessore fino a 10 m) di sabbia fine, massiva o con debole stratificazione, contenenti macrofossili marini.

Un corpo sabbioso lentiforme (spesso massimo 30 m ed esteso lateralmente

per circa 4,5 km) affiorante in località Ischia del Liento e Casalino, infine, chiude a tetto la successione di terreni compresa nel sintema di Ruvo del Monte. Quest'ultimo è costituito da sabbie fine giallo-ocra, in strati spessi 60-70 cm con stratificazione incrociata concava; alla base dei canali si distingue sempre un *lag deposit* di conchiglie.

L'insieme dei caratteri di facies descritte sopra e la distribuzione dei corpi sabbiosi e conglomeratici sul margine meridionale e su quello settentrionale del bacino, permette di attribuire tali sedimenti a più lobi deltizi distribuiti lungo i due margini, progradanti verso il depocentro sedimentario e da Ovest verso Est. Gli apporti variano di provenienza in funzione dei punti di sbocco nel bacino; da Sud per i sistemi meridionali e da Nord, Nord-Ovest per i sistemi settentrionali. Il bacino, quindi, a quell'epoca doveva essere un piccolo golfo chiuso a ovest e aperto verso est, con asse depocentrale allungato in direzione est-ovest. Quest'ultimo doveva essere localizzato poco a sud dell'attuale Fiume Ofanto. Inoltre, l'estensione laterale dei corpi sabbiosi, arealmente poco sviluppati, sul versante settentrionale, ed estesi circa 8 km sul versante meridionale è indicativa di due margini a differente morfologia.

L'età del sintema è riferibile a un intervallo compreso tra lo Zancleano (Pliocene inferiore), parte alta, e il Gelasiano (Pliocene superiore), parte bassa, con i termini più recenti nel settore orientale del bacino (località Isca del Liento), dove sono sormontati dal *supersintema della Fiumara di Atella* (FM). Le associazioni a nannofossili calcarei, per le quali sono state eseguite analisi quantitative sul genere *Discoaster*, hanno permesso di riconoscere, dal basso verso l'alto, le biozone a *Discoaster tamalis* (MNN16a), a *Discoaster pentaradiatus* (MNN16b/17) e a *Discoaster brouweri* Tan (MNN18). Lo studio delle associazioni a foraminiferi planctonici ha riconosciuto lo stesso intervallo pliocenico tra la parte alta della zona MPL4a (post-estinzione di *G. margaritae*), alla base dell'unità, e la zona MPL5b a tetto, pre-comparsa di *Globorotalia inflata* (d'Orbigny).

3.1.3. - *supersintema della Fiumara di Atella* (**FM**)

Comprende i *sintemi della Difesa* (**SDI**) e di *Monte Sirico* (**MSI**) (Fig. 11), sedimentati nel Gelasiano-Calabriano durante le fase di sollevamento del tratto di appennino meridionale che gradualmente ha separato il Bacino dell'Ofanto dalla Fossa Bradanica. Il limite inferiore è evidenziato (Fig. 12) da un appoggio di tipo "*downlap*" sulle sabbie sommitali del *sintema di Ruvo del Monte* in località Isca del Liento e Casalino, da un contatto di discordanza angolare sul *supersintema di Ariano Irpino* indifferenziato in località il Castello e da un contatto di tipo "*angular unconformity*" sul substrato pre-pliocenico, osservabile in località San Martino. Il limite superiore è caratterizzato da una discordanza angolare con i sovrastanti prodotti del Monte Vulture. Viene cartografato sul margine

meridionale del vulcano fino ai Fronti di Ruvo del Monte, lungo tutta la Fiumara di Atella dalla confluenza con il Fiume Ofanto all'abitato di Atella. Età Pliocene superiore - Pleistocene inferiore?

3.1.3.1. - sintema della Difesa (**SDI**)

L'unità costituisce un corpo sedimentario cuneiforme (Fig. 12) poggiante sui terreni pliocenici e su quelli del substrato pre-pliocenico. L'unità fossilizza una faglia inversa, attiva nel Pliocene superiore basale, che ha tagliato tutta la successione del Bacino dell'Ofanto sedimentata fino a quel momento. Raggiunge il suo massimo spessore, di circa 400 m, lungo il Fiume Ofanto in località La Difesa. Le litofacies che la caratterizzano sono costituite da conglomerato bruno grossolano clasto-sostenuto, massivo e a stratificazione incrociata concava (Gcm e Gct), con rare intercalazioni di sabbie, silt e argilla giallastre in lenti dello spessore massimo di 6 m (**SDI**). I depositi fini, in sottile alternanza, presentano laminazione orizzontale. Nei conglomerati le misure delle paleocorrenti indicano apporti dai quadranti nord-occidentali e i ciottoli sono ben arrotondati, delle dimensioni massime di 30 cm. Le litologie più rappresentate tra i ciottoli sono: arenarie, calcari marnosi e calcareniti. I conglomerati passano in direzione sud-est, con un rapporto eteropico (località Cerutoli), a facies fini costituite da sabbie, silt e argilla giallastre a laminazione sottile, con lamine orizzontali e abbondante contenuto fossilifero (frammenti sparsi di molluschi marini) (**SDI$_a$**). Le associazioni a nannofossili calcarei sono riferibili alla zona a *Discoaster brouweri* (MNN18), per la presenza di *Discoaster brouweri, Coccolithus pelagicus, Pseudoemiliania lacunosa, Calcidiscus leptoporus*. Nelle associazioni a foraminiferi non sono state riconosciute forme cronostratigraficamente significative. L'insieme dei caratteri di facies consente di interpretare questa unità come un sistema deltizio marino di un contesto di fan-delta. Età Pliocene superiore.

3.1.3.2. - sintema di Monte Sirico (**MSI**)

Quest'unità chiude la serie di terreni riferiti al Bacino dell'Ofanto e rappresenta il momento in cui il bacino è completamente isolato e separato dall'Avanfossa Bradanica. Poggia con un rapporto di discordanza angolare ed erosivo sui *sintemi della Difesa* e di *Ruvo del Monte* e sul bordo orientale, a sud della Fiumara di Atella, sul substrato pre-pliocenico. I suoi caratteri litologici, osservati in 1.274 m di sezioni rilevate in 11 *logs,* sono raggruppabili in tre associazioni di facies (Giannandrea, 2003). Le sezioni rilevate lungo i Fronti di Ruvo del Monte mostrano per circa 80 m un conglomerato clasto-sostenuto, massivo e a stratificazione incrociata concava e planare obliqua (Gcm, Gct e Gcp). I ciottoli, che hanno un diametro

massimo di 60 cm, sono subsferici e tabulari e costituiti da calcareniti, calcari con selce, calcisiltiti, calcari marnosi, arenarie. Sono presenti rari ciottoli alterati di granito bianco. A diverse altezze stratigrafiche, sono intercalate lenti di sabbie giallastre poco cementate, massive e con stratificazione incrociata concava (St ed Sm) e rari livelli di sabbie laminate orizzontalmente (Sh), di conglomerati clasto-sostenuti a stratificazione orizzontale (Gch) e di sabbie, silt e fango a laminazione sottile (Fsl). Le sabbie contengono resti vegetali e, a 19 m dalla base dell'unità a Toppo Serra Breccia, ossa disarticolate di un vertebrato continentale. Le misure di paleocorrenti danno indicazione degli apporti dai quadranti sud-occidentali e le litofacies sono interpretabili (Giannandrea, 2003) come depositi alluvionali riferibili a corsi d'acqua tipo *braided*, dominati da sedimentazione ghiaiosa e da flussi di alta energia. Tale associazione di facies affiora anche lungo il margine nord-orientale e occidentale del bacino; nel settore orientale, depocentrale, in località Marotta, a occidente dell'abitato di Atella, prevalgono invece le sabbie e i fanghi. Questi ultimi litotipi sono costituiti da sabbie, silt e argille sottilmente laminati (Fsl) e da argilla massiva con resti vegetali e bioturbazioni da radici (Fmm). Le due litofacies si presentano in strati metrici e in alternanza. Intercalati sono presenti spesso conglomerati canalizzati massivi (Gcm) e conglomerati clasto-sostenuti, con stratificazione incrociata (Gcp e Gct). I canali hanno uno spessore dell'ordine del metro e larghezza di alcuni metri. L'insieme dei caratteri di facies consente di attribuire questi depositi (Giannandrea, 2003) a una piana alluvionale distale caratterizzata da estese paludi e interessata da frequenti eventi di piena, durante i quali sedimentavano le facies conglomeratiche. Le misure delle paleocorrenti in tutta l'area (Giannandrea, 2003) indicano apporti di tipo radiale, con verso dei flussi in direzione del depocentro sedimentario localizzato lungo la Fiumara di Atella, ad Atella. L'insieme dei caratteri di facies sopra descritti fa pensare ad un bacino endoreico in cui prevalgono, lungo i margini, depositi conglomeratici alluvionali e nel settore centrale, depositi alluvionali e lacustri a prevalente componente argilloso-sabbiosa. L'unità è stata descritta in affioramento per uno spessore di circa 250 m, mentre lo spessore complessivo, di circa 550 m, è ricavato dall'interpretazione della sezione geologica (G-G') riportata in carta. L'età ottenuta in modo relativo è attribuibile al Pliocene superiore (perché sovrastante il *sintema della Difesa*) - Pleistocene inferiore? (perché sottostante al *supersintema di Monte Vulture*).

4. - UNITÀ QUATERNARIE

Il Quaternario, nel foglio Melfi, è rappresentato da depositi di differente genesi, terrazzati, affioranti lungo il Fiume Ofanto, la Fiumara di Atella e il Torrente Ficocchia, dalle unità vulcaniche ed epiclastiche del Monte Vulture e dei bacini sedimentari ad esso associati e da alcune unità ubiquitarie, attuali ed antiche.

Il criterio stratigrafico adottato è quello delle UBSU come richiesto dal SGN e già proposto, in queste note, per le unità plio-pleistoceniche. La correlazione tra le unità terrazzate affioranti lungo il Fiume Ofanto (Giannandrea, 2004) è stata fatta mediante l'ausilio di un profilo morfostratigrafico realizzato lungo il Fiume Ofanto (Fig. 14).

4.1. - Unità vulcaniche del Monte Vulture e dei bacini sedimentari ad esso associati

Il Monte Vulture è un vulcano composito a piroclastiti prevalenti emesse da numerosi centri eruttivi attivi in differenti momenti della vita del vulcano. L'età delle vulcaniti, riportate in queste note e nella legenda del Foglio Melfi, è compresa tra 674±7 ka e 132±12 ka (Villa, 1986; Brocchini *et alii*, 1994; Bonadonna *et alii,* 1998; Laurenzi *et alii* 1993). I sedimenti piroclastici sono rappresentati da depositi di caduta di pomici e lapilli, flussi concentrati (*pyroclastic flow, ash flow, pumice & ash flow, block & ash flow*) e diluiti (*surge*), cui si associano flussi di massa (*lahar*). Le lave sono rappresentate da colate provenienti dall'edificio centrale, da alcuni centri secondari e da un duomo. Durante la vita del vulcano una larga parte dei prodotti deposti sono stati dilavati e riorganizzati in varie tipologie di depositi epiclastici a prevalente componente vulcanica, estesamente affioranti nei vari bacini sedimentari associati al vulcano.

L'areale ricoperto dalle vulcaniti, affiorante per 2/3 nell'estremità nord-orientale del Foglio Melfi e per la restante parte nell'estremità nord-occidentale del confinante Foglio 452 Rionero in Vulture (Fig. 15a), è stato pubblicato, alla scala 1:25.000, nelle carte geologiche del Monte Vulture (Giannandrea *et alii*, 2004) e del Bacino di Venosa (Giannandrea, 2006a), mentre i caratteri sedimentologici e stratigrafici, nonché l'evoluzione paleogeografica, sono riassunti in: Giannandrea *et alii* (2006) e Giannandrea (2006b).

I prodotti vulcanici del Vulture sono stati raggruppati nei *supersintemi di Monte Vulture* e di *Monticchio*, a loro volta suddivisi in sintemi e subsintemi diversi secondo il contesto e/o bacino di riferimento: Monte Vulture, Bacino del Fiume Ofanto, Bacino della Fiumara di Atella e del Fosso dello Stroppito (Fig. 16).

4.1.1. - *supersintema di Monte Vulture (***MV***)*

Comprende la maggior parte dei prodotti vulcanici affioranti al Vulture e alcune unità terrazzate lungo il Fiume Ofanto (Fig. 16). In corrispondenza del Monte Vulture è stato possibile suddividere il supersintema in tre sintemi (Fig. 15).

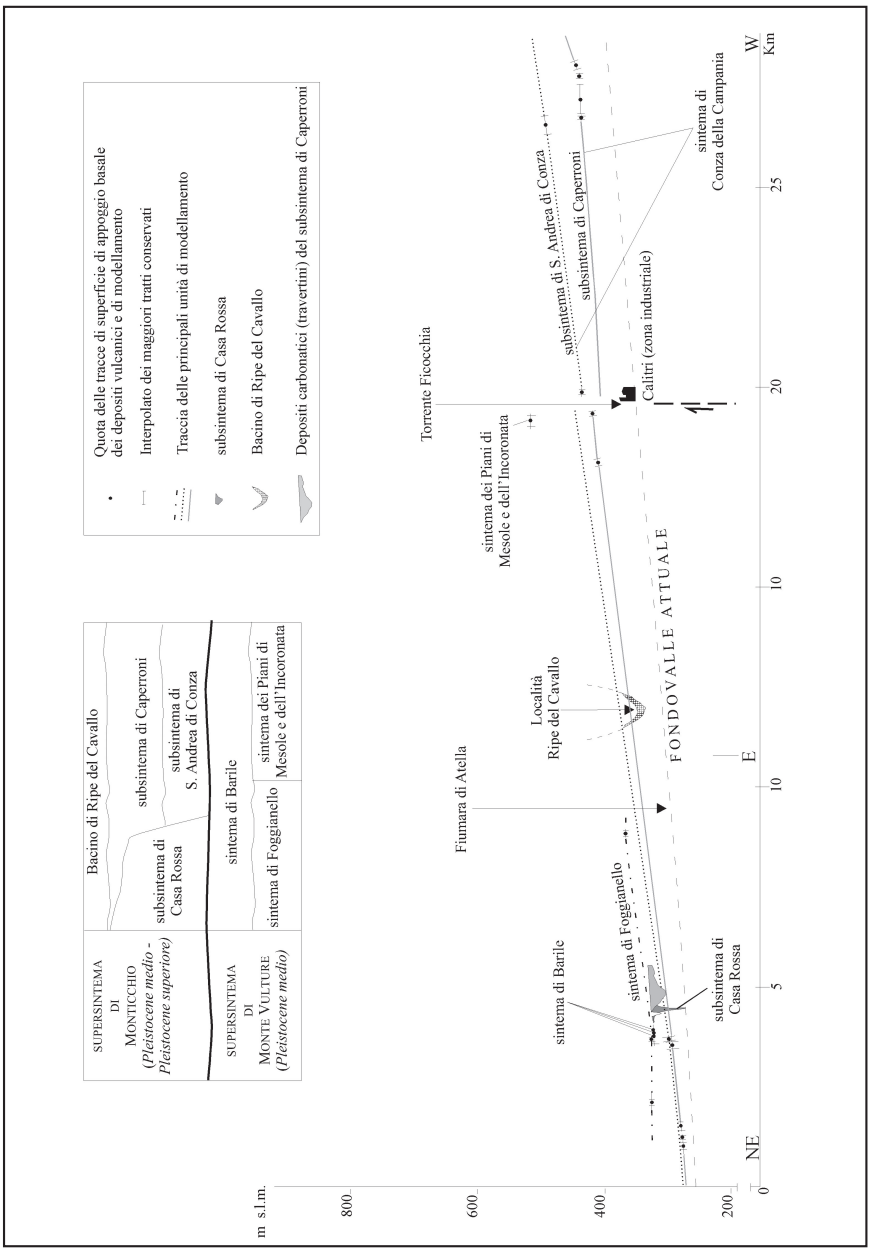


Fig. 14 - *Profilo morfostratigrafico del tratto compreso nel Foglio 451 "Melfi" della valle del Fiume Ofanto (da* Giannandrea, *2004).*

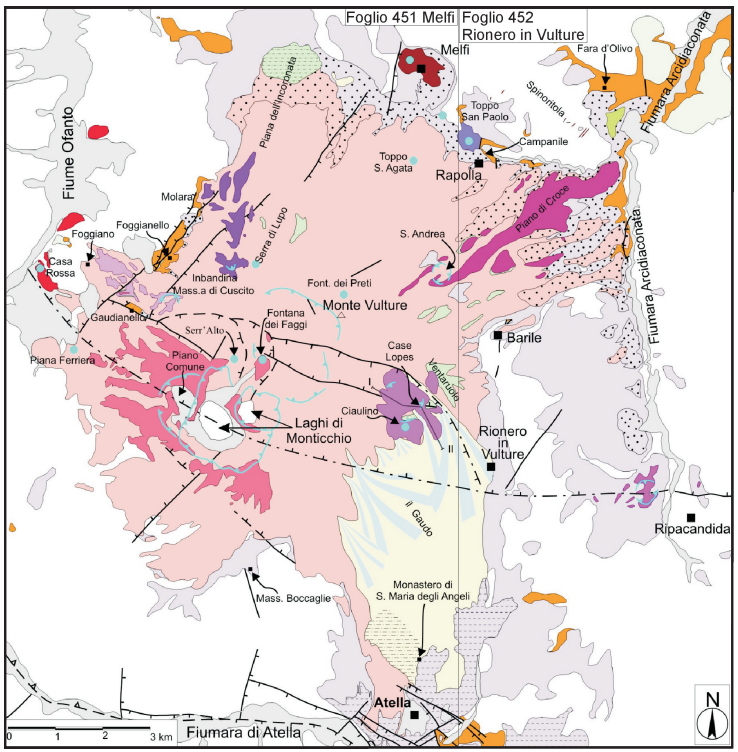


Fig. 15a - *Carta geologica schematica del Monte Vulture (legenda e rapporti stratigrafici in Fig. 15b).*

Le discontinuità che lo individuano sono rappresentate, a tetto, da un paleosuolo (marker M18 in La Volpe & Principe, 1991) e alla base da una superficie erosiva incisa nei terreni appenninici e nella parte alta della successione plio-pleistocenica, affiorante nel vicino bacino dell'Avanfossa Bradanica (Giannandrea, 2006a), posizionato a oriente del Monte Vulture.

Durante la fase erosiva che ha generato tale superficie, si sono formati la paleovalle della Fiumara di Venosa e il reticolo idrografico pre-vulcanico ricostruito in Figura 17. Nelle aree non soggette a erosione, la stessa discontinuità di base è marcata da un paleosuolo.

Il paleosuolo M18, che chiude a tetto il supersintema, sigilla una fase tettonica (Schiattarella *et alii*, 2005) durante la quale si è verificato lo smembramento dell'edificio vulcanico; si segnala a tale proposito il ribassamento di circa 100 m della porzione meridionale dell'edificio vulcanico (La Volpe *et alii*, 1984; La Volpe & Principe, 1994; Ciccacci *et alii*, 1999) e fenomeni di collasso che hanno interessato il quarto sud-occidentale dello stesso edificio (Giannandrea *et alii*, 2006). Età Pleistocene medio.

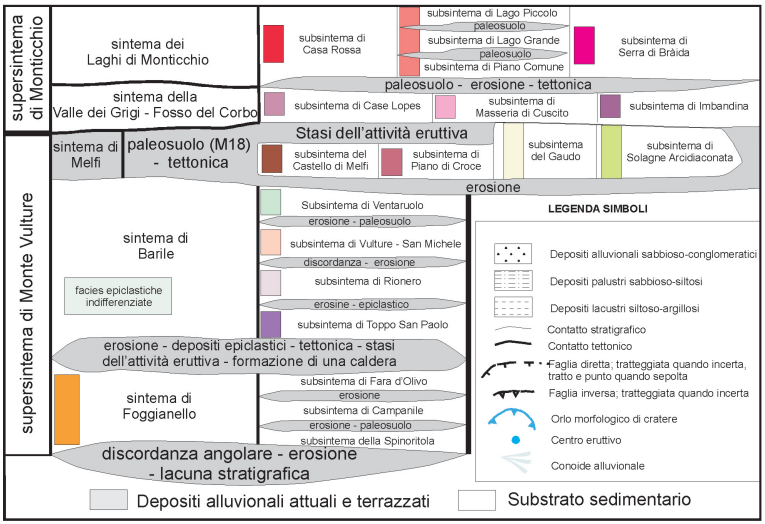


Fig. 15b - *Schema dei rapporti stratigrafici fra le varie unità cartografata (da* Giannandrea et alii*, 2006).*

4.1.1.1. - sintema dei Piani di Mesole e dell'Incoronata (**PMI**) (Bacino del Fiume Ofanto)

Il sintema comprende due terrazzi posti sul versante destro del Fiume Ofanto (Fig. 14), il primo in località Piano di Mesole, nei pressi dell'abitato di Calitri, e il secondo in località Piano dell'Incoronata nei pressi dell'abitato di Conza della Campania. Entrambi i terrazzi si trovano a quota 530 m circa s.l.m e sono rispettivamente a 171 m e 136 m di altezza dall'attuale fondovalle del Fiume Ofanto. Sono costituiti da conglomerati alluvionali, clasto-sostenuti, massivi o con lieve stratificazione interna (Gcm), di colore rosso bruno, affioranti in discordanza sulla superficie di modellamento dei terrazzi. Tale superficie di modellamento è suborizzontale nel caso del terrazzo di località Piano di Mesole e inclinata di circa 10° in direzione ovest nel caso del terrazzo di Piano dell'Incoronata. Lo spessore massimo del deposito non supera i 2 m, l'ambiente deposizionale è riconducibile a una piana alluvionale in transizione a conoide alluvionale. La diversa inclinazione rispetto al deflusso attuale del Fiume Ofanto, della superficie di base dei due terrazzi, può essere spiegata con l'attivazione di faglie, che avrebbero fatto basculare verso ovest l'andamento dei terrazzi (Budetta *et alii*, 1990), oppure con l'appartenenza di questi terrazzi a un corso d'acqua digradante verso Ovest, in direzione del paleo-lago di Lioni (Giannandrea, 2004). L'età relativa può essere riferita al Pleistocene medio, parte bassa.

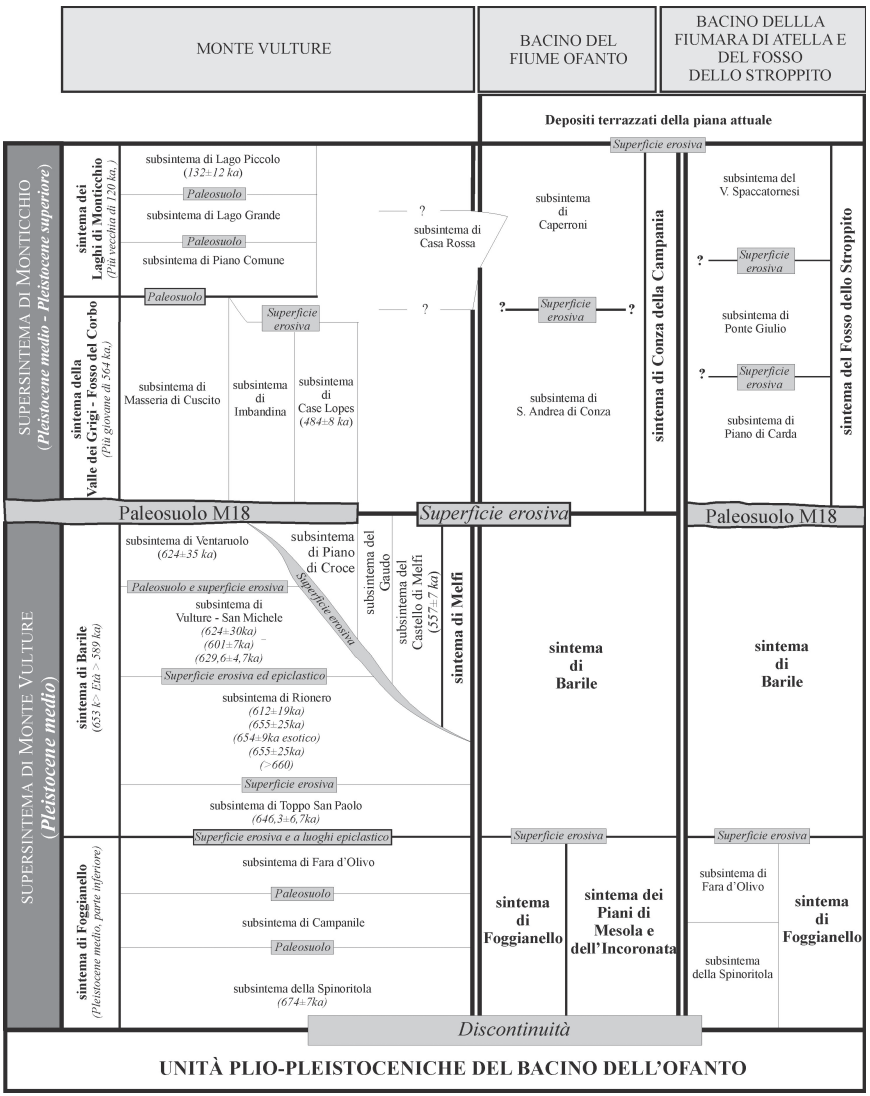


Fig. 16 - *Schema dei rapporti stratigrafici delle unità sintematiche affioranti al Monte Vulture e nei bacini idrografici del Fiume Ofanto, della Fiumara di Atella e del Fosso dello Stroppito.*

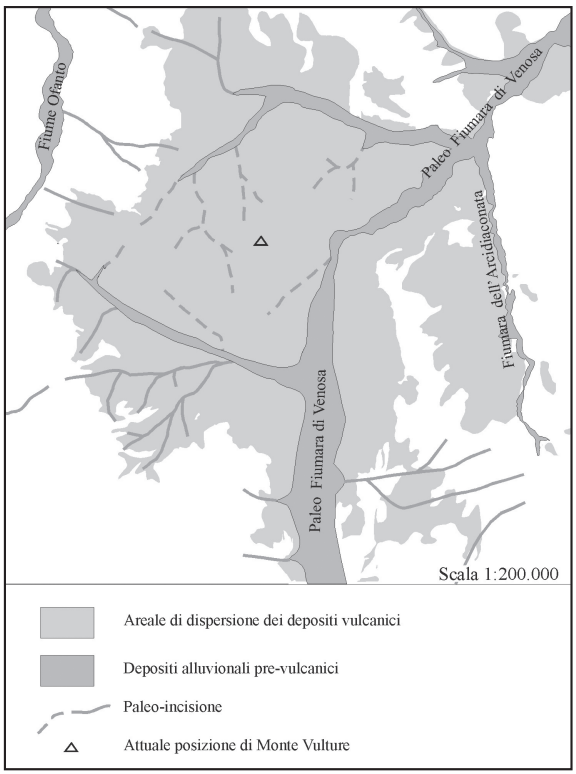


Fig. 17 - *Carta schematica della morfologia pre-vulcanica dell'area del Monte Vulture (da* Giannandrea et alii*, 2006)*

4.1.1.2. - sintema di Foggianello (**FGG**)

Con questo sintema, a sua volta composto di tre subsintemi, ha inizio l'attività vulcanica nell'area del Vulture. Nel settore distale del vulcano, lungo il Fiume Ofanto, l'FGG è stato cartografato come indifferenziato ed è costituito da conglomerati sabbiosi con stratificazione obliqua (Gcp) e incrociata concava (Gct). Tra i clasti sono presenti anche lave e blocchi delle ignimbriti appartenenti al *subsintema di Fara d'Olivo*, che a luoghi affiora anche in posizione primaria, intercalato ai conglomerati (**FGG_b**).

Il sintema è compreso tra due discontinuità: quella di base corrisponde al limite inferiore del *supersintema di Monte Vulture*, mentre la discontinuità di tetto, visibile a scala dell'intero edificio vulcanico, è rappresentata da una superficie erosiva che a luoghi è sostituita da depositi epiclastici di ambiente alluvionale. La discontinuità di tetto è correlabile con la fase erosiva denominata "Flaminia"

(Bonadonna *et alii*, 1998). L'unità presenta al suo interno numerose strutture tettoniche orientate in direzione N30°-40° a luoghi, sigillate dall'unità successiva. In particolare in località Foggianello il sintema è strutturato in un piccolo alto morfologico disposto in direzione NE-SO e delimitato da faglie immergenti in opposte direzioni, in apparenza dirette. La struttura immergente nei quadranti sud-orientali, in direzione dell'attuale rilievo del Monte Vulture, delimita un'ampia paleo-depressione, riconducibile allo spazio compreso fra Foggianello e Rionero (Fig. 15a), interpretabile come la caldera formatasi a seguito della messa in posto dell'unità ignimbritica che chiude i depositi del *subsintema di Fara d'Olivo* (Giannandrea *et alii*, 2006). I bordi di questa struttura, riempita e sepolta sotto i depositi della successiva attività vulcanica, sono ancora parzialmente visibili nell'area della sorgente Gaudianello (Fig. 15a), a est dell'abitato di Monticchio Bagni. Età Pleistocene medio.

subsintema della Spinoritola (**FGG$_1$**)

Affiora in ristrette aree sia a nord-est, nei pressi dell'abitato di Rapolla (Fig. 15a), sia a sud del Monte Vulture, nei pressi dell'abitato di Atella. Gli affioramenti compresi nel presente foglio sono costituiti da conglomerati clasto-sostenuti, massivi (Gcm) e con stratificazione incrociata concava (Gct): i ciottoli sono prevalentemente di natura sedimentaria e solo a luoghi, nella parte alta, vulcanici (depositi alluvionali). Negli affioramenti presenti nei pressi dell'abitato di Rapolla (località Toppo San Paolo; Fig. 15a) a tetto dei conglomerati sono presenti depositi di versante, in facies di breccia, derivanti dal disfacimento dell'adiacente collina della Spinoritola (Fig. 15a), costituiti prevalentemente da detrito di origine sedimentaria con clasti, monolitologici decimetrici di natura vulcanica, a composizione trachi-fonolitica (Hieke Merlin, 1967), derivanti probabilmente dallo smantellamento di dicchi trachi-fonolitici presenti solo nell'adiacente Foglio Rionero in Vulture, in località La Spinoritola (Fig. 15a) e riferiti allo stesso subsintema (Giannandrea *et alii*, 2006). A tetto dell'unità, in località Ponte di Atella (a ovest di Atella), sono visibili, per 2 m di spessore, depositi siltoso-argilloso-sabbiosi sottilmente laminati (Fsl) riconducibili a flussi di tracimazione o di piena calante. Lo spessore dell'unità è variabile da qualche metro a 25-30 m. L'età attribuibile è il Pleistocene medio come si evince dalla datazione assoluta dei dicchi (674±7 ka, Brocchini *et alii*, 1994).

I dicchi della Spinoritola, affioranti nel Foglio "Rionero in Vulture" (Fig. 15a), sono spessi fino a un metro e con evidenti cristalli centimetrici di feldspato, isorientati e paralleli alle salbande. Si tratta di trachiti ad haüyna (Hieke Merlin, 1967) costituite da fenocristalli di anortoclasio, plagioclasi, haüyna e in minor misura pirosseni e anfiboli; come minerali accessori sono presenti magnetite, apatite, titanite, zircone e ematite.

subsintema di Campanile (**FGG$_2$**)

Questo subsintema affiora in località Molara e Casa Galassa sul margine occidentale del vulcano e in località Toppo San Paolo, tra i fogli 451 "Melfi" e 452 "Rionero in Vulture", sul margine nord-orientale del vulcano (Fig. 15a). Si tratta di una successione di depositi sia da caduta, che da flusso, con depositi massivi di pomici scure ed alcuni strati di ceneri, a luoghi con strutture inclinate e ondulate (*surge*), non tutti presenti all'interno del foglio 451. A luoghi presenza di strutture di impatto e, a più altezze stratigrafiche, sottili paleosuoli poco evoluti. Chiude la successione, un deposito massivo di colore bruno costituito da ceneri con disperse piccole pomici centimetriche e litici (*ash flow*). La composizione chimica è da trachiandesite a trachiandesite basaltica (secondo la classificazione TAS). Nel confinante foglio 452 (Rionero in Vulture) in località Toppo San Paolo, vicino Rapolla, quest'unità poggia direttamente su un deposito di breccia di versante con abbondanti clasti vulcanici monolitologici, provenienti dallo smantellamento erosivo dei filoni dell'unità **FGG$_1$**. Lo spessore dell'**FGG$_2$** è di circa 5 m; l'età relativa è ascrivibile al Pleistocene medio, poiché l'unità è stratigraficamente compresa fra il *subsintema della Spinoritola* ed il sovrastante *subsintema di Fara d'Olivo* (cfr. Tab. 1, Cap. II, 3.).

subsintema di Fara d'Olivo (**FGG$_3$**)

Negli affioramenti delle località di Foggianello, Gaudianello e La Cupa (a sud di Atella) sono ben evidenti i rapporti stratigrafici fra quest'unità, i due precedenti subsintemi e il substrato sedimentario. A Foggianello il contatto è di tipo discordante e discontinuo, sia sul substrato sedimentario, che sul sottostante *subsintema di Campanile*. A La Cupa i depositi dell'unità **FGG$_3$** sono invece in paraconcordanza, con un contatto netto, sui conglomerati alluvionali del *subsintema della Spinoritola*. Un paleosuolo poco evoluto, spesso 0.50 m, segna il passaggio discontinuo con **FGG$_2$** nell'area a SE di Melfi.

In località Molara (Fig. 15a), a ovest del vulcano, la base del *subsintema di Fara d'Olivo* è rappresentata da un deposito di breccia con diffusa matrice, massivo, lentiforme, costituito da blocchi angolosi di varie dimensioni sia vulcanici (lave e tufi) che sedimentari. I blocchi di tufo provengono dalle unità piroclastiche del sottostante *subsintema di Campanile*, mentre i litici di origine sedimentaria (in prevalenza quarzoareniti e in minore quantità calcareniti e calcari marnosi) provengono rispettivamente dal *flysch numidico* e dalla *formazione di Paola Doce*. I blocchi di natura vulcanica (tefriti fonolitiche secondo Caggianelli *et alii*, 1990) possono raggiungere le dimensioni del metro, mentre quelli sedimentari non superano i 50 cm. Sono inoltre presenti blocchi decimetrici di silt, argille e sabbie sottilmente laminate (Fsl), di ambiente lacustre. La matrice è costituita in prevalenza da pomici centimetriche analoghe a quelle della sovrastante ignimbrite. Questa facies è considerata come un deposito di *lag breccia* che generalmente

note_451_Melfi_09-12-15.indd 70 25/01/16 10:48

si riscontra nelle aree prossime al centro di emissione e rappresenta il carico di fondo lasciato dal passaggio di un flusso piroclastico concentrato (in questo caso l'ignimbrite A di Crisci *et alii*, 1983). La successione (**FGG_3**) continua superiormente con due coltri ignimbritiche (trachifonolitiche secondo De Fino *et alii*, 1982) formate da più unità di flusso piroclastico concentrato del tipo dei *pumice & ash flow* e subordinatamente da depositi di flusso piroclastico diluito (*surge*) (La Volpe & Principe, 1989a). Le due unità ignimbritiche sono separate da una superficie erosiva oppure a luoghi da un paleosuolo o da depositi epiclastici costituiti da un conglomerato a tratti massivo (Gcm) o con stratificazione incrociata concava (Gct), con ciottoli sia sedimentari che vulcanici, di ambiente alluvionale. Tra i ciottoli vulcanici si distinguono quelli a composizione trachifonolitica riconducibili ai filoni del *subsintema della Spinoritola*. In località La Cupa, sul conglomerato, sono anche visibili 20 cm di argille da decantazione. Le varie unità di flusso sono costituite da banchi (spessore 3-10 m) di ceneri e diffusi clasti di pomici massivi o con stratificazione piano-parallela e incrociata concava.

Le pomici hanno dimensioni variabili da 1 a 4 cm e il rapporto pomici/matrice varia dal 15 al 40% (Crisci *et alii*, 1983). I litici, sia vulcanici (da fonoliti a foiditi secondo Crisci *et alii*, 1983) che sedimentari, sono poco abbondanti e localmente si concentrano in piccole lenti. Lo spessore di ciascuna unità ignimbritica varia da qualche metro a circa 20 m, nei settori di maggiore accumulo, corrispondenti ai paleo-bassi morfologici. A tetto delle ignimbriti si osservano una superficie di erosione e, a luoghi, depositi alluvionali costituiti di conglomerati clasto-sostenuti, massivi oppure a stratificazione incrociata concava, con ciottoli sia vulcanici che sedimentari delle dimensioni massime di 40 cm. In località Foggianello il subsintema costituisce un piccolo alto strutturale tagliato da un sistema di faglie trastensive ad andamento verticale e orientato in direzione N30°-40°, che determina il ribassamento dell'area compresa tra Foggianello e Monte Vulture. Tale settore, attualmente sepolto sotto il Vulture, è interpretabile come parte del bordo di una struttura di collasso calderico, formatasi a seguito della messa in posto della seconda unità ignimbritica (Giannandrea *et alii*, 2006). Quest'area, probabilmente deve essere stata sede anche di attività effusiva della quale oggi non rimane traccia in affioramento se non come inclusi lavici nelle ignimbriti e nella *lag breccia*.

L'età relativa del subsintema è riferibile al Pleistocene medio parte bassa. Per quanto riguarda l'età assoluta (cfr. Tab. 1, Cap. II, 3.), di 730±20 ka di Villa (1986) è in disaccordo con l'età di 674±7 ka dei filoni facenti parte del *subsintema della Spinoritola* (vedi capoverso *subsintema della Spinoritola*), che su basi stratigrafiche risulta più vecchio.

note_451_Melfi_09-12-15.indd 71 25/01/16 10:48

4.1.1.3. - sintema di Barile (**SBL**)

Al passaggio fra il *sintema di Foggianello* e il *sintema di Barile* si distingue una superficie erosiva che consente di riconoscere un paleo-reticolo idrografico, impostato sulle vulcaniti del *sintema di Foggianello*. A luoghi, tra i due sintemi, sono anche visibili spesse successioni epiclastiche, in facies alluvionale. Le vulcaniti comprese in questo sintema, raggruppate nei *subsintemi di Toppo San Paolo*, *Rionero*, *Vulture-San Michele* e *Ventaruolo,* realizzano un vulcano composito, costituito dall'intersezione di più edifici vulcanici. Al *subsintema di Vulture-San Michele* è attribuito il rilievo molto pronunciato, dalla classica morfologia conica di Monte Vulture, sulla quale s'imposta un reticolo idrografico di tipo centrifugo. Fanno parte integrante del *sintema di Barile* i depositi del bacino lacustre di Atella e del bacino fluvio-lacustre di Melfi (rispettivamente posizionati a sud e a nord del Vulture). Il bacino di Atella si forma per lo sbarramento del paleo Fosso dello Stroppito (che all'epoca confluiva nella Fiumara dell'Arcidiaconata), causato probabilmente dalla messa in posto delle coltri ignimbritiche del *subsintema di Fara d'Olivo* (Giannandrea *et alii*, 2006). La sedimentazione lacustre in questo bacino termina con le fasi di attività vulcanica attribuite al *subsintema di Rionero*. Nell'area prima occupata dal lago, s'instaura un embrionale reticolo idrografico legato alle prime fasi di evoluzione della Fiumara di Atella. Come nel bacino lacustre di Atella, anche i sedimenti del bacino fluvio-lacustre di Melfi poggiano sopra i depositi ignimbritici del *subsintema di Fara d'Olivo*; si tratta in questo caso della rideposizione prevalentemente in facies epiclastica delle vulcaniti del *sintema di Barile*. Lungo il corso del Fiume Ofanto affiora la parte del sintema di Barile che è stata cartografata come indifferenziata. Si tratta di conglomerati clasto-sostenuti, massivi con matrice sabbiosa (depositi d'ambiente alluvionale) aventi a tetto ceneri massive risedimentate con meccanismi di trasporto di massa (*lahars*) (**SBL$_b$**). La discontinuità che lo chiude superiormente è identificata da una superficie erosiva. Età Pleistocene medio.

subsintema di Toppo San Paolo (**SBL$_1$**)

Il Toppo San Paolo è un duomo situato a SE dell'abitato di Melfi (Fig. 15), costituito da una lava fonolitica (De Fino *et alii*, 1982) di colore grigio cenere, caratterizzata da una puntinatura rossa bruna; fonolite anche nella classificazione TAS. L'associazione mineralogica (Hieke Merlin, 1967) è data da fenocristalli di K-feldspati, leucite analcimizzata, haüyna, clinopirosseno e granato melanitico. La massa di fondo è costituita dagli stessi minerali priva di granato. Fra gli accessori sono presenti magnetite, ematite, apatite, rutilo e zircone. La forma del duomo è asimmetrica, dovuta alla sua posizione morfologica in una paleo-valle e a ridosso del versante meridionale del rilievo della Spinoritola, ubicato di poco fuori del Foglio (Fig. 15a). Nel corso della sua crescita, circa 646,3±6,7

note_451_Melfi_09-12-15.indd 72 25/01/16 10:48

ka fa (Brocchini *et alii*, 1994), il duomo del Toppo San Paolo deforma e taglia i depositi del preesistente *sintema di Foggianello*.

subsintema di Rionero (**SBL$_2$**)

Affiora al margine dell'edificio centrale e lungo il versante sinistro della valle dell'Arcidiaconata (Fig. 15a). Il subsintema comprende sia prodotti piroclastici (di caduta e di flusso), sia depositi epiclastici di ambiente alluvionale e lacustre in rapporto di eteropia di facies per uno spessore totale di circa 30 m. Internamente ai depositi vulcanici sono stati individuati numerosi *marker* stratigrafici (La Volpe *et alii*, 1988; La Volpe & Principe, 1989b e 1991) e, a varie altezze e specialmente all'interno della parte più antica della successione, alcune superfici erosive e paleosuoli d'interesse locale. Queste discontinuità in genere non si estendono al di fuori degli affioramenti in cui sono state osservate e le geometrie delle superfici erosive disegnano, a luoghi, incisioni a "*v*" con alla base depositi epiclastici di ambiente torrentizio. Le discontinuità che delimitano il sintema sono entrambe erosive, con a luoghi alla base depositi epiclastici e a tetto discordanza.

I prodotti vulcanici sono rappresentati da tre differenti successioni sovrapposte derivanti da più centri eruttivi (**SBL$_{2va}$, SBL$_{2vb}$, SBL$_{2vc}$**). Le prime due hanno rapporti stratigrafici concordanti e per alternanza, mentre la terza unità è discordante. Le prime due successioni erano state indicate nelle precedenti ricostruzioni stratigrafiche come UVS II (Unità vulcano-stratigrafica di Masseria Boccaglie) e UVS III (Unità vulcano-stratigrafica di Barile-Rionero) (La Volpe *et alii*, 1988; La Volpe & Principe 1989, 1994 e 1999; Brocchini *et alii*, 1994), mentre la terza era sconosciuta.

La successione inferiore (**SBL$_{2va}$**) ha uno spessore di circa 15 m, un colore di insieme nocciola ed è costituita prevalentemente da depositi di flusso piroclastico sia concentrato che diluito e subordinatamente da depositi di caduta. I depositi di flusso concentrato sono organizzati in banchi spessi alcuni metri di ceneri brune, massive con dispersi piccoli clasti pomicei, mentre quelli di flusso diluito si presentano in strati con strutture inclinate ad onda (*surge*) e orizzonti di ceneri con abbondanti lapilli accrezionari e lenti di pomici bianche centimetriche. Nella parte bassa di questa successione è presente un deposito di caduta, dello spessore variabile da 2,40 m, nei pressi della località Masseria Boccaglie (Fig. 15a) a 0,70 m. Questo deposito è costituito da pomici grigiastre, tefri-fonolitiche (De fino *et alii, 1982*) (tefri-fonolite anche secondo la classificazione TAS), con dispersi frammenti litici (rapporto litici/pomici minore di 0,1). Lo strato dovrebbe essere correlato all'attività di un centro secondario che, sulla base dell'andamento degli spessori dei depositi e delle dimensioni dei componenti, dovrebbe essere ubicato in prossimità della località Masseria Boccaglie, sul versante meridionale del vulcano. Questo banco di pomici ha un'età di circa 660 ka (Laurenzi *et alii*, 1993) e rappresenta uno dei *marker* stratigrafici (M3) più spessi di questa successione

(La Volpe & Principe, 1999). Un'età di 655±25 ka (Brocchini *et alii*, 1994), è stata ottenuta per un campione raccolto a tetto della successione. Depositi da flusso piroclastico correlabili con questa successione sono presenti, con spessori di alcuni metri, nella parte bassa delle successioni epiclastiche dei Bacini di Atella e Melfi e con spessori minori nei pressi dell'abitato di Ripacandida (Fig. 15a). Il chimismo (La Volpe & Principe, 1994) varia da tefri-fonoliti nella parte bassa a tefritico nella parte medio-alta della successione.

La successione intermedia (**SBL_{2vb}**) è composta di una fitta alternanza di depositi piroclastici di caduta e subordinatamente da flusso, organizzati in strati dello spessore variabile dal decimetro al metro, costituiti da lapilli di scorie e pomici e da cenere a chimismo tefritico e foiditico (De fino *et alii, 1982*) (basalti, andesiti basaltiche, trachi-basalti e trachi-andesiti basaltiche secondo la classificazione TAS). I depositi da flusso, di spessore decimetrico, sono costituiti da ceneri giallastre massive con clasti dispersi (*ash flow*) e da ceneri con strutture da *surge*. Sono presenti depositi decimetrici. Alcuni strati di caduta sono costituiti da lapilli di pomici biancastre alla base e da scorie grigie e grigio-scure al tetto. In prossimità della base (La Volpe *et alii*, 1988; La Volpe & Principe, 1989b e 1991), si osserva uno strato decimetrico costituito da frammenti juvenili vescicolati di composizione trachitica (secondo la classificazione TAS) ed età 654±11 ka (Bonadonna *et alii*, 1998) di provenienza esterna al Vulture (*marker* M8). Nella parte alta della successione si distingue, infine, un banco di scorie (*marker* M12, La Volpe & Principe, 1994) datato a 612±19 ka (Bonadonna *et alii*, 1998). Lo spessore della successione è valutabile in 10-15 m, nella zona dell'abitato di Rionero in Vulture (Fig. 15a), dove i depositi piroclastici mantellano i rilievi appenninici.

I depositi di caduta di entrambe le successioni (**SBL_{2va}, SBL_{2vb}**) sono assenti lungo il Fiume Ofanto e la Fiumara di Atella, mentre si rinvengono (Fig. 15), con spessori variabili da qualche centimetro a 30-40 cm e con pomici e litici centimetrici, dal bacino di Atella a quello di Venosa e, a luoghi, sugli alti morfologici compresi fra il Monte Vulture e la Fossa Bradanica. Questi depositi possono essere tentativamente ricondotti, data l'area di dispersione dei prodotti e le dimensioni delle pomici e dei litici, a eruzioni con altezze della colonna eruttiva dell'ordine della decina di km. Tale dispersione, molto probabilmente, è dovuta alla direzione prevalente dei venti locali, che hanno preso in carico e distribuito le ceneri e i lapilli nei quadranti sud-orientali del Vulture.

A nord-est del rilievo di Monte Vulture, in località S. Andrea (Fig. 15a), a tetto della successione **SBL_{2vb}**, si rinviene in discordanza angolare, una successione di scorie stratificate spessa circa 14 m (**SBL_{2vc}**). Le scorie sono delle dimensioni variabili da 1 a 4 cm, prive di componenti fini, con blocchi isolati di lave angolose dal diametro variabile da 0,10 a 1,60 m e strutture da impatto. A luoghi sono presenti lenti di cenere bruna e chiara con strutture inclinate (*surge*).

note_451_Melfi_09-12-15.indd 74 25/01/16 10:48

Questi prodotti vulcanici molto probabilmente rappresentano un lembo di parete craterica di un centro eruttivo secondario, posizionato in località S. Andrea.

I depositi epiclastici, compresi nel subsintema di Rionero, si rinvengono sia come intercalazioni all'interno delle successioni vulcaniche (**SBL_{2va}**, **SBL_{2vb}**), che in successioni continue, ai margini delle vulcaniti primarie. Nel primo sono osservabili in piccole lenti spesse qualche metro; essi sono costituiti da conglomerati, ceneri e peliti con stratificazione incrociata concava e piano parallela e da strati talvolta massivi di ambiente alluvionale (**SBL_{2b}**). Le successioni osservate ai margini delle vulcaniti, e affioranti in questo Foglio, si sono formate nei Bacini di Atella e di Melfi e lungo il bordo nord-occidentale del Vulture, tra le coltri ignimbritiche del *subsintema di Fara d'Olivo* e le lave del *subsintema di Vulture - San Michele*.

Il bacino lacustre di Atella ha una forma allungata in direzione nord-sud e una successione sedimentaria correlabile, per la presenza di sporadici strati di lapilli di caduta, alle successioni **SBL_{2va}** e **SBL_{2vb}** in precedenza descritte. In questo bacino dominano litofacies siltoso-argillose, cineritiche e conglomeratiche. Le facies cineritiche e conglomeratiche, in strati decimetrici ed in alternanza, sono di ambiente alluvionale (**SBL_{2b}**) ed affiorano ai margini del bacino e tra l'abitato di Atella e le pendici di Monte Vulture, dove prevale la componente vulcanoclastica. I conglomerati sono clasto-sostenuti, massivi e con debole stratificazione (Gcm), mentre le ceneri sono da fini a grosse con disperse pomici centimetriche e presentano stratificazione incrociata piana (Sp) e concava (St). All'altezza dell'abitato di Atella dalle sabbie si passa, con un rapporto di eteropia, a facies siltoso-argillose sottilmente laminate, riconducibili a processi di decantazione, in un ambiente lacustre (**SBL_{2e2}**). In questa facies sono abbondanti fossili di acqua dolce rappresentati da *Dreissena polimorpha* (Pallas), da gasteropodi, da lamellibranchi e da ostracodi (tra cui *Ilyocypris gibba* Ramdohr), diatomee (La Volpe & Rapisardi, 1977) e, in minore quantità, resti di foglie. Le facies fini prevalgono a sud di Atella, dove s'individua il depocentro sedimentario del bacino. A diverse altezze stratigrafiche sono intercalati strati di piroclastiti da caduta in giacitura primaria, costituiti da lapilli di pomici grigiastre e da cristalli centimetrici di pirosseno, clasto-sostenuti e privi di matrice, uno strato decimetrico di silt con lamine deformate (*slump*) e un livello centimetrico di minerali pesanti (pirosseno e olivina), derivanti dal dilavamento di depositi piroclastici primari.

Nella successione epiclastica affiorante lungo il bordo nord-occidentale del Vulture (Fig. 15) si alternano sottili strati massivi di cenere da grossa a fine con disperse pomici centimetriche, di ambiente lacustre (**SBL_{2e2}**).

Nel Bacino di Melfi la sedimentazione epiclastica ha inizio con il *subsintema di Rionero* e continua anche nei successivi *subsintemi di Vulture - San Michele* e di *Ventaruolo*. I primi 20 m della successione, correlabile con il *subsintema di*

Rionero, sono costituiti da ceneri e lapilli in strati decimetrici massivi intercalati a sottili strati di conglomerato clasto-sostenuto, massivo (Gcm) e a silt-argilloso sottilmente laminato (Fsm), di ambiente lacustre (**SBL_{2c2}**).

subsintema di Vulture - San Michele (**SBL_3**)

Quest'unità costituisce l'edificio vulcanico principale (Fig. 15a), le cui cime più alte sono rappresentate da Monte Vulture (quota 1326 m s.l.m.), da cui prende il nome l'intero apparato vulcanico, Serra del Fascino (quota 1228 m s.l.m.), Monte S. Michele (quota 1262 m s.l.m.) e Femmina Morta (quota 1039 m s.l.m.). I prodotti emessi durante questa fase eruttiva hanno uno spessore variabile da pochi metri a circa 500 m; poggiano in discontinuità su gran parte dei prodotti costituenti le precedenti unità vulcaniche e sul substrato sedimentario, da cui sono separati da una superficie erosiva e a luoghi da depositi epiclastici e/o paleosuoli, e sono delimitati a tetto da uno spesso paleosuolo di colore bruno-arancio.

Le litofacies prevalenti sono caratterizzate da banchi massivi, aggradanti e con accenni a stratificazione interna, che raggiungono spessori variabili da qualche metro a 10-15 m, alla base dell'edificio. Sono costituiti da una matrice di cenere juvenile nella quale sono dispersi blocchi e bombe laviche fino al metro di diametro e rari blocchi metrici di tufi stratificati.

A tetto di questi banchi, a luoghi, sono presenti strati dello spessore variabile da alcuni centimetri a 60-70 cm di lapilli pomicei di caduta. Nei banchi massivi i blocchi di lava sono spesso monolitologici e presentano fratturazione perpendicolare alle superfici esterne, riconducibile a processi di contrazione termica (**SBL_3**). Questi depositi si possono interpretare come flussi piroclastici ad alta concentrazione del tipo dei "*block and ash flow*". I depositi di cenere presenti a tetto dei banchi possono rappresentare la "coda" degli eventi di flusso o, meno probabilmente, depositi di caduta connessi a eventi eruttivi indipendenti. Intercalati ai depositi da flusso si distinguono a diverse altezze stratigrafiche, sottili colate laviche dello spessore di 1-2 m (**SBL_{3va}**) e strati decimetrici massivi, di lapilli pomicei clasto-sostenuti. Le composizioni delle lave variano tra foiditi, foiditi tefritiche, tefriti, basaniti e mafiti (Hieke Merlin, 1967; De Fino *et alii*, 1982 e 1986). Sui versanti nord-occidentali, orientali e meridionali dell'edificio, le lave hanno spessori che variano da meno di un metro a due metri e sono poco frequenti, mentre tra le località Gaudianello e Foggiano (Fig. 15) sono molto abbondanti e prevalgono sui depositi piroclastici. In località Gaudianello affiorano più colate laviche metriche sovrapposte per uno spessore complessivo di circa 30 m (provenienti probabilmente da un centro o da una frattura secondaria). Queste lave, come tutte le lave del Vulture, sono spesso laminate parallelamente alla superficie di scorrimento, di colore genericamente grigio scuro e mediamente vescicolate, con alla base relativamente spessi depositi di scorie. In località Foggiano sono presenti colate di maggiore spessore, per complessivi 20 m, che

presentano fratturazione colonnare. L'età delle colate è compresa fra 601±7 e 629,6±4,7 ka (Brocchini *et alii*, 1994). In corrispondenza dell'area craterica sono presenti anche numerosi dicchi di ampiezza metrica, mentre lungo la Valle dei Grigi (a nord-ovest dei Laghi di Monticchio) sono presenti dicchi di maggiori dimensioni (tefriti, basaniti, melilititi e mafititi secondo Hieke Merlin, 1967) che tagliano la successione di Vulture-San Michele (**SBL_{3vb}**). Nella classificazione TAS le litofacies SBL_3 e SBL_{3va} sono classificate come: basalti, trachi-basalti, tefriti/basaniti, fono-tefriti e trachi-andesiti basaltiche.

Questo subsintema include, a diverse altezze stratigrafiche, i prodotti emessi dai centri secondari di Serra di Lupo, (**SBL_{3vc}**), Toppo S. Agata (**SBL_{3vd}**), Fontana dei Preti (**SBL_{3ve}**) e Piana Ferriera (**SBL_{3vf}**) (Fig. 15). I centri eruttivi di Serra di Lupo, Fontana dei Preti e Piana Ferriera sono dei coni e/o bastioni di scorie, mentre i prodotti emessi dal centro di Toppo S. Agata sono costituiti da colate di lava, a composizione tefritica (Hieke Merlin, 1967), da un deposito basale di breccia di esplosione ricco in noduli dunitici e da strati di ceneri fini di colore bruno con strutture inclinate e ad onda (*surge*). A Piana Ferriera la presenza di una cava consente di osservare la sezione di un *tuff ring* all'interno del quale è poi cresciuto un cono di scorie. I depositi del *tuff ring* sono costituiti da una fitta alternanza di strati centimetrici di scorie, bombe e lapilli juvenili, e di strati, a granulometria nettamente più fine, di colore giallastro di origine freatomagmatica. Sono presenti abbondanti xenoliti sedimentari derivanti dal substrato, sia dalle formazioni delle coltri appenniniche che dal conglomerato pliocenico. Il cono di scorie, attualmente ridotto ad uno spessore di circa 7 m, è costituito da scorie di dimensioni da pochi centimetri a circa 30 cm con elevato coefficiente di allungamento e diffuse bombe fusiformi; gli xenoliti sedimentari sono assenti.

A diverse altezze stratigrafiche e a tetto dell'unità, sono presenti depositi epiclastici di ambiente alluvionale (**SBL_{3b}**), costituiti da conglomerati, ceneri e peliti in strati massivi legati a processi di trasporto di massa (*lahars*) oppure con stratificazione incrociata concava (Gcp, St) e orizzontale (Sh, Fsl). Nell'area craterica, la porzione sommitale della successione è rappresentata da sedimenti lacustri (**SBL_{3e2}**).

subsintema di Ventaruolo (**SBL_4**)

I depositi riferibili a quest'unità sono distribuiti in una serie di piccoli affioramenti disseminati su tutte le pendici settentrionali del Vulture. Poggiano in leggera discordanza sul *subsintema di Vulture - San Michele*, con una superficie di base di tipo erosivo e, a luoghi, un paleosuolo. La superficie erosiva spesso disegna piccole incisioni a "*v*" colmate dai depositi sia primari che epiclastici dell'**SBL_4**. La sequenza più completa è esposta in alcune cave in località Ventaruolo a SE di Monte Vulture (Fig. 15a) ed è costituita da un deposito di ceneri con strutture laminate e a onda (*surge*) e da più unità di flusso piroclastico

concentrato, prevalentemente del tipo *block and ash flow*, cioè costituite da blocchi fino a decimetrici e metrici, monolitologici, di una frazione juvenile poco vescicolata, immersi in una matrice fine cineritica di colore giallo, talvolta pedogenizzati a tetto. Intercalati ai flussi ci sono strati di lapilli pomicei di colore grigio-verdastro di caduta con pseudomorfosi di analcime su cristalli centimetrici di leucite e numerosi strati di ceneri gialle (talvolta con lapilli accrezionari) massive da caduta e subordinatamente con strutture laminate e a onda (*surge*). Secondo la classificazione TAS questi prodotti sono classificati come: tefrite, fono-tefrite, trachi-basalto e trachi-andesite basaltica (**SBL$_4$**) (età: 624±35 ka, Brocchini *et alii* 1994). Lo spessore della successione è variabile da 1,5 m ad un massimo di 7-8 m. In località Incoronata, nella parte alta del bacino fluvio-lacustre di Melfi, si rinvengono circa 3 m di depositi costituiti da strati decimetrici di ceneri massive con dispersi piccoli lapilli grigio-verdastri e cristalli di leucite analcimizzata riconducibili ad un processo di trasporto in massa (*debris-flow o lahars*), alternati a strati decimetrici di silt argillosi sottilmente laminati; le lamine sono generalmente piano parallele oppure modellate da *ripples* (decantazione con debole trazione in ambiente lacustre) (**SBL$_{4e2}$**).

4.1.1.4. - sintema di Melfi (**SMF**)

Il sintema raggruppa prodotti vulcanici, depositi epiclastici e travertini correlabili per la loro posizione stratigrafica. Tutti i depositi compresi nel sintema sono sovrapposti al *subsintema di Ventaruolo* e sottostanti ai prodotti emessi nel successivo *supersintema di Monticchio*. In aree di alto morfologico questi depositi possono essere correlati con uno spesso paleosuolo indicato come *marker* M18 (La Volpe & Principe, 1991). Tra i prodotti eruttati, si distinguono due colate laviche, comprese nei *subsintemi del Castello di Melfi* e di *Piano di Croce* (Fig. 15). I depositi epiclastici sono compresi nel *subsintema del Gaudo* ed affiorano nel Foglio Melfi, in località il Gaudo e tra l'abitato di Melfi e la Piana dell'Incoronata, mentre i travertini affioranti lungo la Fiumara dell'Arcidiaconata, nel confinante Foglio Rionero in Vulture, sono compresi nel *subsintema di Solagne Arcidiaconata* (Fig. 15).

La superficie di separazione di base con le unità sottostanti è di tipo inconforme e, a luoghi, discordante, con una lacuna stratigrafica di circa 40 ka. Superiormente, invece, il sintema è delimitato dalla superficie topografica e, a luoghi, è visibile un paleosuolo identificato come M18. Sui terreni epiclastici della Piana del Gaudo, circa 1,5 km a nord-ovest dall'abitato di Rionero in Vulture (Fig. 15), il sintema è sormontato dai prodotti di un piccolo centro eruttivo distinto come *subsintema di Case Lopes*. Il *sintema di Melfi* si è formato contestualmente alla fase tettonica durante la quale si è verificato lo smembramento dell'edificio vulcanico ed il collasso del suo quarto sud-occidentale (cfr. Cap. III). Età Pleistocene medio.

s*ubsintema del Gaudo* (**SMF$_1$**)

Il subsintema, affiorante dalle pendici di Monte Vulture all'abitato di Atella (Fig. 15a), ha uno spessore di circa 12 m e comprende differenti litofacies epiclastiche in rapporto di eteropia. Lungo il margine settentrionale del bacino, nell'area pedemontana, affiorano conglomerati massivi a elementi di natura vulcanica (Gcm e Sm) costituenti più conoidi alluvionali coalescenti, che passano verso sud, in direzione dell'abitato di Atella, a conglomerati con ceneri clasto-sostenuti, a stratificazione incrociata concava (Gct), di ambiente alluvionale (**SMF$_{1b}$**). A occidente del Monastero di S. Maria degli Angeli dai conglomerati si passa, con un rapporto di eteropia, a ceneri, silt e argille sottilmente laminati (Fsl), di colore rossastro, con resti vegetali e numerose bioturbazioni da radici, cui sono intercalati strati di ceneri da medie a grosse a stratificazione incrociata concava (St) e sottili lenti di conglomerato massivo (Gcm). Quest'ultima associazione di facies, riconducibile a un ambiente di palude (**SMF$_{1e3}$**), affiora anche tra l'abitato di Melfi e la Piana dell'Incoronata.

subsintema del Castello di Melfi (**SMF$_2$**)

Colata lavica compatta a struttura porfirica di spessore variabile da 1 m a un massimo di circa 20 m sotto il Castello Normanno, dove presumibilmente è ubicata la zona di alimentazione. Sulla colata, isolata dall'erosione, è stata edificata la parte più antica della città di Melfi, cinta da mura della stessa lava (*haüynofiro di Melfi*) dal caratteristico colore grigio plumbeo bluastro. È costituita in prevalenza da fenocristalli di haüyna e leucite, piccole tavolette di nefelina, feldspato potassico in plaghe interstiziali (Hieke Merlin, 1967). A questi minerali si accompagnano in buona quantità melilite e pirosseni. Le masse di fondo sono formate degli stessi componenti ai quali si uniscono come accessori magnetite, apatite, perowskite e granato melanitico. La migliore esposizione è visibile in una cava localizzata a nord di Melfi sotto il castello, dove è possibile osservare una vistosa fratturazione colonnare (Fig. 18). Sulla colata poggiano alcuni strati massivi di ceneri fini. L'età assoluta è 557±7 ka (Bonadonna *et alii*, 1998). Nel diagramma TAS è classificata come foidite (cfr. Fig. 3, Cap. II, 3.2.)

subsintema di Piano di Croce (**SMF$_3$**)

Sottile colata lavica di colore grigio intenso a struttura porfirica e composizione haüynititica (Hieke Merlin *et alii,* 1967), caratterizzata dalla particolare abbondanza di fenocristalli di haüyna e subordinato pirosseno, dello spessore massimo di circa 3 m, marginalmente affiorante nel Foglio Melfi, in località Santa Caterina, ed estesamente affiorante nel confinante Foglio Rionero in Vulture, in località Piano di Croce (Fig. 15). Nella massa di fondo ai minerali sopra citati si associano feldspato potassico in plaghe a carattere interstiziale e talora leucite. Tra i minerali accessori prevalgono ossidi di ferro e apatite. Questa lava poggia



Fig. 18 - *Panoramica della colata lavica del subsintema del Castello di Melfi; nella cava visibile sotto il castello si osserva la tipica fratturazione colonnare.*

su di una sequenza di scorie e ceneri, massive da caduta e livelli di ceneri con strutture ad onda (*surge*), spessa circa 3 m. Nel diagramma TAS la lava è definita come phono-tephrite (cfr. Fig. 3, Cap. II, 3.2.).

4.1.2. - *supersintema di Monticchio* (**MH***)*

È interamente costituito dai depositi di piccoli centri vulcanici isolati e dai depositi epiclastici e clastici presenti in corpi geologici terrazzati nei bacini idrografici del Fiume Ofanto, della Fiumara di Atella e del Fosso dello Stroppito (Giannandrea, 2004). Si imposta su un edificio vulcanico ormai frammentato dall'attività tettonica ed in particolare dal ribassamento, di circa 100 m, del settore meridionale dell'edificio di Vulture - San Michele e dal collasso del suo quarto sud-occidentale (vedi Cap. 3, capoverso 8). È delimitato a tetto dalla superficie topografica ed alla base, in area vulcanica, dal paleosuolo M18 o da una superficie erosiva e dai depositi epiclastici di Piano del Gaudo. Tale limite inferiore è rappresentato, all'interno dei terreni sedimentari terrazzati, da una superficie erosiva. L'età è riferibile al Pleistocene medio - Pleistocene superiore

note_451_Melfi_09-12-15.indd 80 25/01/16 10:48

4.1.2.1. - sintema del Fosso dello Stroppito (**SFS**)
(Bacino della Fiumara di Atella e del Fosso dello Stroppito)

Il Fosso dello Stroppito è il prolungamento verso monte della Fiumara di Atella, che costituisce il maggiore affluente del Fiume Ofanto compreso nel Foglio Melfi. Questo sintema raggruppa depositi riguardanti tre ordini di terrazzi, sedimentati stratigraficamente sopra il subsintema del Gaudo e a quote inferiori, lungo il Fosso dello Stroppito, a seguito di un graduale generale sollevamento dell'area che determinava nella valle periodi alternati di attiva sedimentazione e di erosione. I terrazzi, in corrispondenza dell'abitato di Atella, presentano travertini. Il limite inferiore è rappresentato da una superficie erosiva e da uno spesso paleosuolo di colore rosso correlabile con il paleosuolo M18 di La Volpe & Principe (1991). Il limite superiore è rappresentato dalla superficie topografica. L'età relativa attribuibile è il Pleistocene medio - superiore.

subsintema di Piano di Carda (**SFS$_1$**)

Comprende due litofacies sovrapposte stratigraficamente, affioranti lungo la Fiumara di Atella, tra l'abitato di Atella e il Piano di Cartofico. Alla base affiorano travertini (**SFS$_{1f1}$**), con uno spessore variabile da 2 a 5 m. All'interno dei depositi di travertino sono presenti superfici piane irregolari, impronte di resti vegetali, cianoficee, rari gasteropodi polmonati, microalghe e diatomee; essi sono inoltre associati a livelli di conglomerati e sabbie alluvionali (La Volpe & Rapisardi, 1977). Superiormente affiora la litofacies **SFS$_{1b}$,** con uno spessore che generalmente non supera il metro. Essa è costituita da un conglomerato clasto-sostenuto, con matrice sabbioso-argillosa di colore rosso bruno e lenti di sabbie grosse a stratificazione incrociata concava (Gct) (depositi alluvionali). L'età relativa attribuibile è il Pleistocene medio.

subsintema di Ponte Giulio (**SFS$_2$**)

Il subsintema è formato da qualche metro di sedimenti di natura clastica costituiti da conglomerato matrice-sostenuto, massivo (Gmm) oppure clasto-sostenuto a stratificazione incrociata concava (Gct). I ciottoli non superano 30 cm di diametro, sono ben arrotondati e di natura calcarenitica, calcilutitica e arenacea (depositi alluvionali) (**SFS$_{2b}$**). In località La Cupa, in corrispondenza di un piccolo conoide alluvionale, si distinguono più generazioni di travertini; quelli riferibili a questo subsintema presentano stratificazione interna irregolare, impronte di vegetali e si associano a livelli conglomeratici (**SFS$_{2f1}$**). L'età relativa attribuibile è il Pleistocene medio.

subsintema del Vallone Spaccatornesi (**SFS$_3$**)

È cartografato in corrispondenza delle confluenze dei Torrenti Bradano Vonchia e Orvivo e in località La Cupa, con uno spessore di qualche metro. Le litofacies

sono caratterizzate da conglomerato clasto-sostenuto, massivo o con debole stratificazione (Gcm) con matrice sabbiosa di colore rosso scuro, di ambiente alluvionale (**SFS_{3b}**). In corrispondenza della località la Cupa, i conglomerati alluvionali sono inglobati in travertini molto porosi, con stratificazione irregolare ed impronte di vegetali di ambiente di cascata (**SFS_{3f1}**). L'età relativa attribuibile è il Pleistocene medio - Pleistocene superiore.

4.1.2.2. - sintema di Conza della Campania (**CZC**) (Bacino del Fiume Ofanto)

È costituito da due unità terrazzate del Fiume Ofanto (Fig. 14), comprese nel *supersintema di Monticchio* (Fig. 14), la cui traccia di modellamento, ottenuta attraverso l'interpolazione dei tratti di terrazzo conservati, è inclinata nella stessa direzione dell'attuale fondo valle del fiume. I limiti sono entrambi erosivi e l'età attribuibile in modo relativo è il Pleistocene medio - Pleistocene superiore.

subsintema di S. Andrea di Conza (**CZC_1**)

Si tratta di un'unità terrazzata, sospesa rispetto al fondo valle attuale di circa 100 m. Raggruppa sia terreni alluvionali, costituiti da conglomerati clasto-sostenuti con associate lenti di sabbia di colore rosso bruno (**CZC_{1b}**), che depositi caotici di frana, costituiti da argille di colore rosso, grigio e verde con blocchi sparsi di natura calcarenitica del diametro massimo di 1-2 m (**CZC_{1a1b}**). La litofacies **CZC_{1b}** è presente lungo il Fiume Ofanto, mentre quella caotica (**CZC_{1a1b}**) che si sviluppa sui depositi argillosi del *supersintema di Ariano Irpino*, affiora tra gli abitati di S. Andrea di Conza, Pescopagano e San Fele, e fra il Fiume Ofanto e il Torrente Liento. Gli accumuli di frana si sarebbero formati a seguito dell'intensa attività tettonica post-Calabriana che ha determinato il ringiovanimento del rilievo compreso tra Pescopagano e San Fele (Zanzucchi, 1959). Gli spessori massimi affioranti sono di qualche metro per i depositi alluvionali e di 5-6 m per i depositi di frana.

subsintema di Caperroni (**CZC_2**)

Costituisce un terrazzo sospeso sul fondovalle attuale del Fiume Ofanto ad una altezza compresa fra 46 m, in prossimità di Conza della Campania, e 25 m in corrispondenza della Stazione di Monte Verde. È rappresentato da depositi alluvionali, comprendenti conglomerati clasto e fango-sostenuti di colore rosso, che a luoghi presentano a tetto argille e silt sottilmente laminati (**CZC_{2b}**), e da depositi carbonatici (travertini **CZC_{2f1}**) stratificati e ad elevata porosità, con strutture ondulate e raggiate ed impronte di resti vegetali. Ai travertini spesso sono associati depositi colluviali (**CZC_{2b2}**) costituiti da sabbie medie laminate, di colore chiaro. Spessore raramente sopra il metro.

note_451_Melfi_09-12-15.indd 82 25/01/16 10:48

4.1.2.3. - sintema della Valle dei Grigi - Fosso del Corbo (**VGC**)

Comprende i prodotti emessi da una serie di piccoli centri eruttivi che insistono su strutture tettoniche orientate in direzione N30°-40°. Durante quest'attività vengono emesse quantità di magmi relativamente modeste, dal chimismo carbonatitico e melilititico, caratterizzati dalla presenza di noduli di provenienza mantellica (Jones *et alii*, 2000; Stoppa & Rosatelli 2002). Il sintema è delimitato a tetto da una superficie erosiva con a luoghi un paleosuolo e a letto dalla stessa discontinuità che delimita inferiormente il supersintema. L'età relativa attribuibile al sintema, vista l'età della base del *subsintema di Case Lopes* (484±8 ka) e del *subsintema di Lago Piccolo* (132±12 ka) posto a tetto della successione vulcanica del Vulture (cfr. Tab. 1, Cap. II, 3.), è il Pleistocene medio.

subsintema di Case Lopes (**VGC$_1$**)

I depositi del *subsintema di Case Lopes* affiorano circa un chilometro a nord-ovest dell'abitato di Rionero in Vulture presso il bordo orientale del Foglio su depositi siltoso-sabbioso-argillosi rossastri costituenti il *marker* M18 e raggruppa i depositi di tre eventi vulcanici separati da superfici erosive (con a luoghi un paleosuolo rossastro e depositi lacustri) (Fig. 15). Il primo evento eruttivo è rappresentato da un banco di scorie nere di lancio decimetriche, a luoghi saldate, dello spessore di circa 4 m, con alla base 0,50 m di ceneri fini sottilmente laminate (**VGC$_{1va}$**). Le scorie hanno chimismo basanitico (Hieke Merlin, 1967) e un'età radiometrica di 484±8 ka (Brocchini *et alii*, 1994). Sopra le scorie, sono presenti depositi piroclastici del secondo evento eruttivo costituiti da strati di cenere e lapilli, con strutture a onda (*surge*), impronte da impatto indotte da blocchi decimetrici da caduta balistica (**VGC$_{1vb}$**), per uno spessore massimo di ~15 m. In località Case Lopes (Fig. 15) la seconda fase eruttiva presenta, sotto i depositi da *surge* e sopra il *marker* M18, alcuni metri di brecce massive a struttura multipla o complessa (Walker *et alii*, 1995), con scarsa matrice e abbondanti clasti litici decimetrici di natura sia sedimentaria che lavica (breccia di esplosione). Nell'area craterica di Case Lopes, associate a questi depositi, e non distinte in carta, sono presenti argille siltose laminate di ambiente lacustre che separano la seconda unità eruttiva dalla terza che, invece, riempie quasi per intero la depressione, probabilmente, craterica (Fig. 15), formando la piana di Fontana Castagno. Questi ultimi depositi sono costituiti, per uno spessore di alcuni metri, da strati di ceneri e lapilli, sia massivi che con strutture inclinate e ad onda (*surge*) (**VGC$_{1vc}$**).

Dei tre eventi eruttivi solo quello intermedio è da ricondurre alla forma craterica di Case Lopes (Fig. 15), mentre l'evento di base, visibile in località Ciaulino (Fig. 15), si pensa che derivi da un centro ubicato nella stessa area di affioramento e dell'evento di tetto è sconosciuta l'area sorgente.

note_451_Melfi_09-12-15.indd 83 25/01/16 10:48

subsintema di Imbandina (**VGC$_2$**)

Comprende i prodotti emessi da piccoli centri posizionati a nord-ovest di Monte Vulture tra le località Imbandina, Serra di Lupo e Molara (Fig. 15a). L'unità comprende un deposito massivo spesso 4 m, costituito di grossi lapilli e ceneri, con blocchi di lava e sedimentari del diametro fino a 25 cm (flusso piroclastico massivo) (**VGC$_2$**); tra i lapilli sono abbondanti noduli ultrafemici. A tetto del flusso piroclastico vi è 1 m di tufo colore grigio chiaro, costituito da ceneri e lapilli ben cementati, cui seguono 1,40 m di lapilli centimetrici (**VGC$_{2va}$**). Forme associate: *tuff ring* e *tuff cone*.

subsintema di Masseria di Cuscito (**VGC$_3$**)

Il subsintema è costituito, per uno spessore di circa 7 m, da tre unità deposizionali sovrapposte non distinte in carta, separate da superfici di erosione. La prima unità è costituita, alla base, da 2,70 m di cenere e lapilli con strutture incrociate (*surge*), clasti decimetrici isolati e deformazioni soffici da impatto e, a tetto, da una breccia massiva matrice sostenuta, con clasti anche sedimentari di arenarie e siltiti. La seconda unità è costituita da una breccia simile a quella del primo strato. Le dimensioni massime dei clasti vulcanici delle due brecce sono di 30 cm, mentre quelli sedimentari sono centimetrici. Si tratta di depositi molto prossimali riconducibili all'attività di un centro locale (*tuff ring*). A tetto della successione vi è, infine, il terzo deposito costituito da cenere medio-fine laminata, di caduta.

4.1.2.4. - sintema dei Laghi di Monticchio (**LGM**)

Questo sintema raggruppa i prodotti vulcanici emessi da cinque centri monogenici allineati in direzione N120° ed E-O; di questi, i prodotti relativi al centro del *subsintema di Serra di Bràida* (cfr. Tab. 1, Cap. II, 3.) affiorano nel confinante Foglio 452 "Rionero in Vulture", nei dintorni dell'abitato di Ripacandida (Fig. 15a). I *subsintemi di Piano Comune*, *Lago Grande* e *Lago Piccolo*, affioranti prevalentemente nell'area dei Laghi di Monticchio, sono riferiti a centri eruttivi le cui forme si intersecano consentendo di ricostruire la successione degli eventi (Fig. 15). Il centro più antico è quello di Piano Comune, segue quello di Lago Grande e poi quello di Lago Piccolo.

La stessa successione di eventi è presente in località Gaudianello dove, separati da paleosuoli, affiorano depositi riconducibili ai tre subsintemi. Nei depositi dei centri di Casa Rossa, Lago Piccolo e Serra di Bràida sono presenti "lapilli tuffisitici o *spinning lapilli*" (cfr. Stoppa *et alii*, 2003; Junqueira-Brod *et alii*, 1999) e fra quelli riconducibili ai centri di Lago Grande e Lago Piccolo è stata riconosciuta (Stoppa & Principe, 1997; Stoppa, 2003) una frazione juvenile

carbonatitica e melilititica e abbondanti noduli di origine profonda (lherzoliti a spinello). Il meccanismo eruttivo e di sedimentazione che ha dato origine ai *maar* di Lago Piccolo e di Lago Grande è stato interpretato da Stoppa & Principe (1997) e Stoppa & Lloyd (2002) come connesso alla dinamica della risalita di questo particolare tipo di magma, all'interno di un condotto diatremico. L. La Volpe (comunicazione personale), sulla base di indagini al SEM sulle ceneri juvenili (Fig. 19) e dall'analisi delle strutture sedimentarie, ritiene che la frammentazione subita dal magma sia di tipo freatomagmatico e che la dinamica eruttiva sia legata ad eruzioni a basso angolo con formazione di nubi diluite e turbolente (*base surge*), inquinate da componente balistica. I depositi drappeggiano la circostante morfologia e a luoghi alla base degli strati si osservano tappeti di trazione. Il limite inferiore del sintema è marcato dalla presenza di un paleosuolo, che fossilizza una fase tettonica e lateralmente passa a una superficie erosiva, e quello superiore dalla superficie topografica che risulta discordante rispetto alla giacitura degli strati. Età Pleistocene medio - Pleistocene superiore ?

subsintema di Casa Rossa (**LGM$_1$**)

I depositi di questo subsintema affiorano lungo il Fiume Ofanto, nei pressi della stazione di Monteverde, sotto depositi di travertino correlabili con il *subsintema*

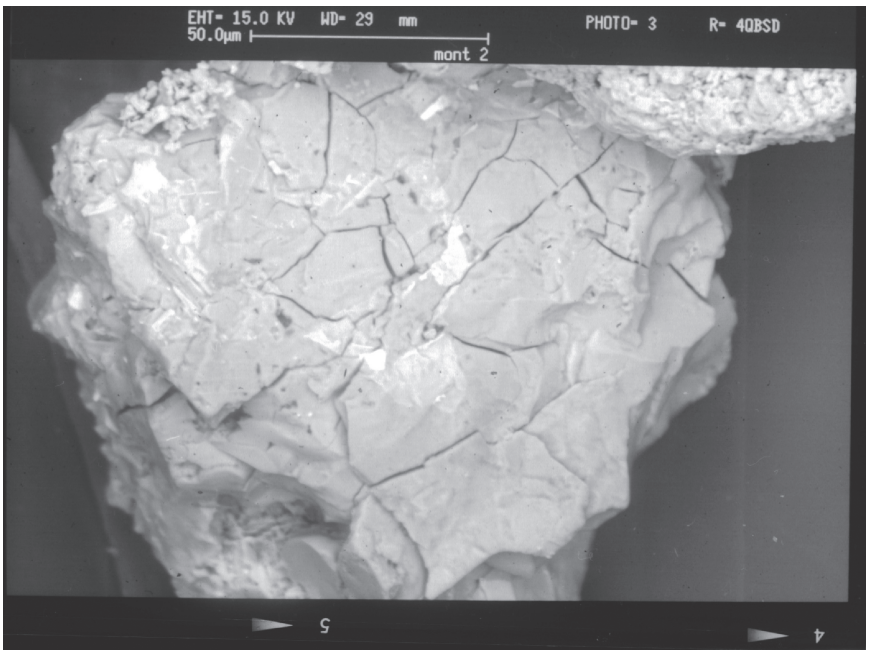


Fig. 19 - *Clasto isometrico con strutture da* quenching.

di Caperroni (Giannandrea, 2004), che rappresenta l'unità terrazzata più recente riconosciuta nella valle del Fiume Ofanto. L'assetto generale del deposito è disturbato da strutture di collasso sin-eruttivo e da processi di rimaneggiamento che hanno determinato la parziale distruzione delle forme originarie. La successione è costituita da circa 10 m di conglomerati sabbiosi massivi (Gcm) con ciottoli angolosi e con stratificazione incrociata concava (Gct). I ciottoli, del diametro massimo di 30-40 cm, sono di natura sia sedimentaria (calcareniti, calcari marnosi e arenarie arcosiche) che vulcanica (deposito gravitativo ed a luoghi alluvionale). Nella parte centrale della successione sono presenti 70 cm di ceneri brune laminate (*surge*) e a tetto, un banco spesso 2 m di una breccia di esplosione massiva costituita per il 90 % da blocchi, anche metrici, di natura sub-vulcanica con vistosi cristalli di flogopite, olivina e pirosseno. In tutta la successione stratigrafica sono presenti lapilli tuffisitici, con al nucleo cristalli o aggregati di cristalli di pirosseno ed olivina e rari noduli di lherzoliti. Nella zona periferica dell'affioramento sono presenti strati di cenere con lamine ondulate (*surge*). Lo spessore massimo affiorante varia da 1 a 4-5 m.

subsintema di Piano Comune (**LGM$_2$**)

Il subsintema comprende, per uno spessore di circa 7 m, strati di ceneri grigiastre da fini a grosse, a laminazione piano parallela e strutture inclinate (*base surge*), a luoghi sono presenti lapilli accrezionari e "tufi vescicolati" con vescicole millimetriche. In prossimità del centro eruttivo sono presenti depositi massivi di cenere grigio-bruna (**LGM$_2$**); forme crateriche associate: *tuff ring*. A tetto di questa successione, si riconoscono, a luoghi, silt-argillosi con ceneri fini e diatomee di ambiente lacustre (**LGM$_{2e2}$**). In località Fontana dei Faggi (Fig. 15), a tetto delle ceneri, è presente un deposito di scorie nere stromboliane da correlare a un altro piccolo centro (**LGM$_{2va}$**).

subsintema di Lago Grande (**LGM$_3$**)

Questo subsintema affiora nella metà occidentale dei Laghi di Monticchio (Fig. 20), associato alla forma craterica (*maar*) di Lago Grande. La successione di prodotti, dello spessore massimo di 5 m, è costituita da strati di ceneri grigio-brunastre decimetriche con strutture inclinate e ad onda (*surge*) (lunghezza d'onda fino 2 m e altezza 0.5 m), con alternanze di livelli di lapilli e blocchi di caduta e depositi massivi di ceneri con dispersi piccoli clasti (*block and ash flow*) (Stoppa & Principe, 1997). A luoghi deformazioni da impatto.

La frazione magmatica è rappresentata da bombe melilititiche di dimensione da centimetriche a metriche e da sottili strati di ceneri carbonatitiche (carbonato primario > 50%), composti da una matrice micritica pellettoidale di carbonato e frammenti di vetro e cristalli (Stoppa & Principe, 1997; Stoppa & Rosatelli, 2002, Stoppa, 2003).

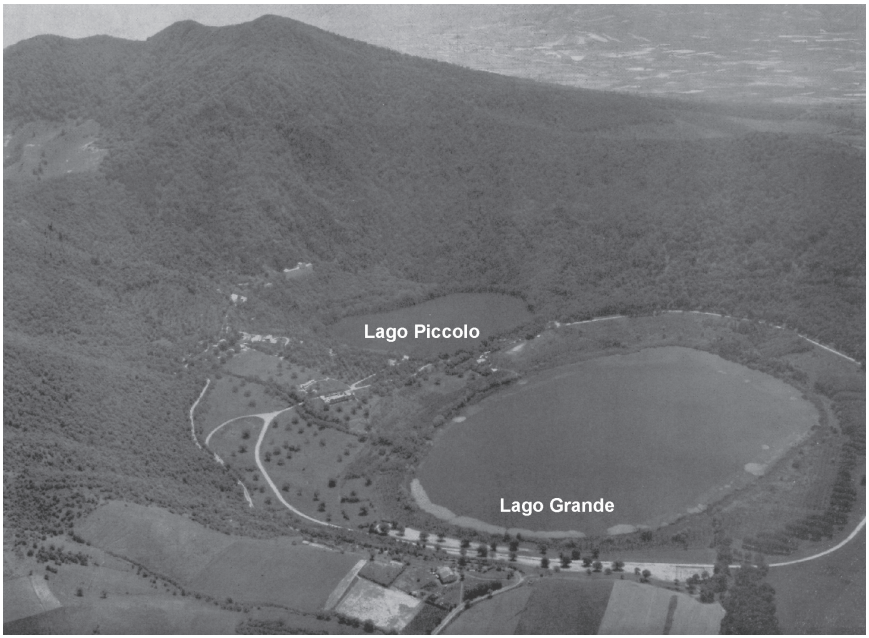


Fig. 20 - *Veduta aerea dei Laghi di Monticchio (foto scattata da nord-ovest).*

subsintema di Lago Piccolo (**LGM$_4$**)

Anche i depositi di questo subsintema, sono di colore grigio-bruno e costituiti, per uno spessore massimo di 5 m, da strati di ceneri e lapilli sia con strutture inclinate e ad onda (*surge*; lunghezza d'onda fino 2 m e altezza 0.5 m), che massivi, alternati a strati di ceneri (da fini a grosse), con a luoghi deformazioni da impatto. Tra i lapilli sono abbondanti litici sedimentari e ultrafemici (wehrliti e duniti). L'area di affioramento è circoscritta intorno ai Laghi di Monticchio. I depositi sono associati alla forma craterica (*maar*) di Lago Piccolo. La frazione magmatica è rappresentata da lapilli tuffisitici centimetrici, da bombe melilititiche di dimensione decimetrica e da sottili strati di ceneri carbonatitiche (carbonato primario > 50%), composti di una matrice micritica pellettoidale di carbonato e frammenti di vetro e cristalli (Stoppa & Principe, 1997; Stoppa & Rosatelli, 2002, Stoppa, 2003). L'età dei lapilli tuffisitici è di 132±12 ka (Brocchini *et alii*, 1994).

4.2. - Unità non distinte in base al bacino di pertinenza

Vengono inclusi in queste unità tutti i depositi di diversa origine rilevati nel foglio, non inclusi in unità stratigrafiche informali e non distinti per bacino di pertinenza, di età compresa fra il Pleistocene superiore e l'attuale. I depositi completamente formati sono stati separati da quelli ancora in formazione.

4.2.1. - *Unità completamente formate (***UIN***)*

Sono compresi in questa unità tutti i depositi di diversa origine completamente formati, di età compresa fra il Pleistocene superiore e l'Olocene, non più soggetti a processi di attiva sedimentazione. Tra questi depositi si annoverano le alluvioni presenti nei fondi valle dei fiumi, non più inondabili e delimitati a tetto da una superficie di erosione in cui si sono impostati gli attuali canali in attiva sedimentazione, i depositi di origine gravitativa, i travertini e la coltre eluvio-colluviale ad essi correlati e non riferibili a bacini di pertinenza. Età Pleistocene superiore - Olocene

I depositi di frana (**UIN$_{a1b}$**) si presentano come depositi eterogenei ed eterometrici a struttura caotica con litologia variabile da argillosa ad ammassi di blocchi con matrice argilloso-sabbiosa.

I depositi alluvionali e di conoidi alluvionali con superficie deposizionale di tetto sospesa sull'alveo attuale, non più inondabile e attualmente in erosione (**UIN$_{b}$**), sono costituiti da ghiaie clasto-sostenute, con matrice sabbiosa, a stratificazione incrociata concava e obliqua. A differenti posizioni plano altimetriche sono presenti intercalazioni di lenti sabbioso-argillose.

La coltre eluvio-colluviale (**UIN$_{b2}$**) è formata da argille siltoso-sabbiose di colore rosso, prive di strutture interne, con associati ciottoli allineati e nelle località di Ripe del Cavallo e Piana del Gaudo, strati decimetrici di ceneri vulcaniche, parzialmente risedimentati in facies colluviale. Datazioni $^{40}Ar/^{39}Ar$ su uno di questi livelli vulcanici hanno fornito un'età di 40.7±8.4 ka (Buettner *et alii*, (2003), riconducibili, anche dal punto di vista chimico (Sabine Wulf, com. pers.), all'eruzione flegrea dell'Ignimbrite Campana (Deino *et alii*, 1994).

I depositi carbonatici di origine chimica (travertini) (**UIN$_{fl}$**), sono massivi o stratificati, ad elevata porosità e presentano, a luoghi, intercalazioni di piccole lenti di sabbie e conglomerati.

4.2.2. - *Unità in formazione (***UID***)*

Sono comprese in questo gruppo tutte le unità deposizionali, di età compresa fra l'Olocene e l'Attuale, i cui processi genetici sono ancora potenzialmente attivi.

Depositi di versante (**UID$_{a}$**)

Questi depositi sono presenti nell'angolo sud-occidentale del foglio, ai piedi dei massicci carbonatici e nelle aree di maggiore gradiente topografico. Sono sedimenti costituiti da ghiaie clasto sostenute, prive di matrice e con stratificazione interna obliqua. In alcuni corpi sono presenti anche grossi blocchi.

Depositi di frana (**UID$_{a1a}$**)

Corpi geologici, di natura gravitativa, si rinvengono su tutto il foglio e in

note_451_Melfi_09-12-15.indd 88 25/01/16 10:48

particolare nelle aree in cui prevalgono i terreni di natura argillosa della sub-unità Tettonica del Torrente Rifezze. In questi depositi sono ancora ben distinguibili il corpo di frana, la superficie di movimento e la nicchia di distacco. Il corpo di frana è costituito da depositi eterogenei ed eterometrici a struttura caotica con litologia variabile da argillosa ad ammassi di blocchi con matrice argilloso-sabbiosa. I corpi di frana, in base alla loro mobilità visibile al momento del rilievo, possono essere sia con indizi di evoluzione sia senza indizi di evoluzione.

Depositi alluvionali e di conoidi alluvionali (**UID$_b$**)

Sono visibili per uno spessore di qualche metro lungo tutti i principali corsi d'acqua presenti nel foglio. La litologia prevalente è quella ghiaioso-sabbiosa e limosa con stratificazione incrociata concava e obliqua. Il letto dei fiumi è generalmente stretto e scavato in roccia per gli impluvi minori, a fondo piatto con canali anastomizzati e barre longitudinali e trasversali (piana *braided*) per il Fiume Ofanto, il Torrente Ficocchia, il Torrente Osento e il Torrente Orata e a fondo piatto con canale a meandri per la Fiumara di Atella.

Coltre eluvio-colluviale (**UID$_{b2}$**)

È presente principalmente nelle aree di basso morfologico ed è stata cartografata solo dove lo spessore del deposito è superiore al metro. Tali depositi sono rappresentati da sedimenti fini di natura argilloso-siltosa con clasti di varie dimensioni e forme allineati.

Depositi lacustri (**UID$_e$**)

Gli unici depositi lacustri in formazione rilevati sono quelli costituiti da argille e silt sottilmente laminati presenti ai margini dei Laghi di Monticchio.

note_451_Melfi_09-12-15.indd 90 25/01/16 10:48

V - TETTONICA

1. CARATTERI DEFORMATIVI GENERALI DELL'AREA

L'area del foglio è caratterizzata dalla presenza di diverse unità tettoniche accavallate con generale vergenza nei quadranti nord-orientali.

In particolare le unità tettoniche Sicilide, del Monte Marzano - Monti della Maddalena e di Monte Arioso, affioranti nel settore meridionale del foglio, mostrano un trasporto tettonico verso N e N-NE, mentre le unità tettoniche di Groppa D'Anzi e di San Chirico, affioranti nel settore settentrionale e orientale del foglio, hanno vergenza verso NE e E-NE (Fig. 21).

La deformazione contrazionale è di età neogenica. Tranne l'unità di piattaforma carbonatica presente al vertice sud-occidentale della carta, che si presenta in assetto monoclinale scomposto da diverse faglie ad alto angolo, tutte le successioni sedimentarie mesozoico-terziarie risultano piegate alla scala cartografica e spesso presentano al loro interno treni di mesopieghe con geometrie sinusoidali o a cerniera angolare, diffusi in differenti orizzonti stratigrafici senza una particolare concentrazione preferenziale.

I caratteri geometrici delle strutture plicative che caratterizzano le unità più esterne (cfr. sezioni geologiche riportate in carta) suggeriscono che queste sono state generate per propagazione di faglia, mentre nelle unità lagonegresi più interne (bordo meridionale del foglio), costituite in prevalenza da successioni mesozoiche e paleogeniche, prevale una deformazione plicativa polifasica diffusa, spesso tagliata dalle strutture di sovrascorrimento.

note_451_Melfi_09-12-15.indd 91 25/01/16 10:48

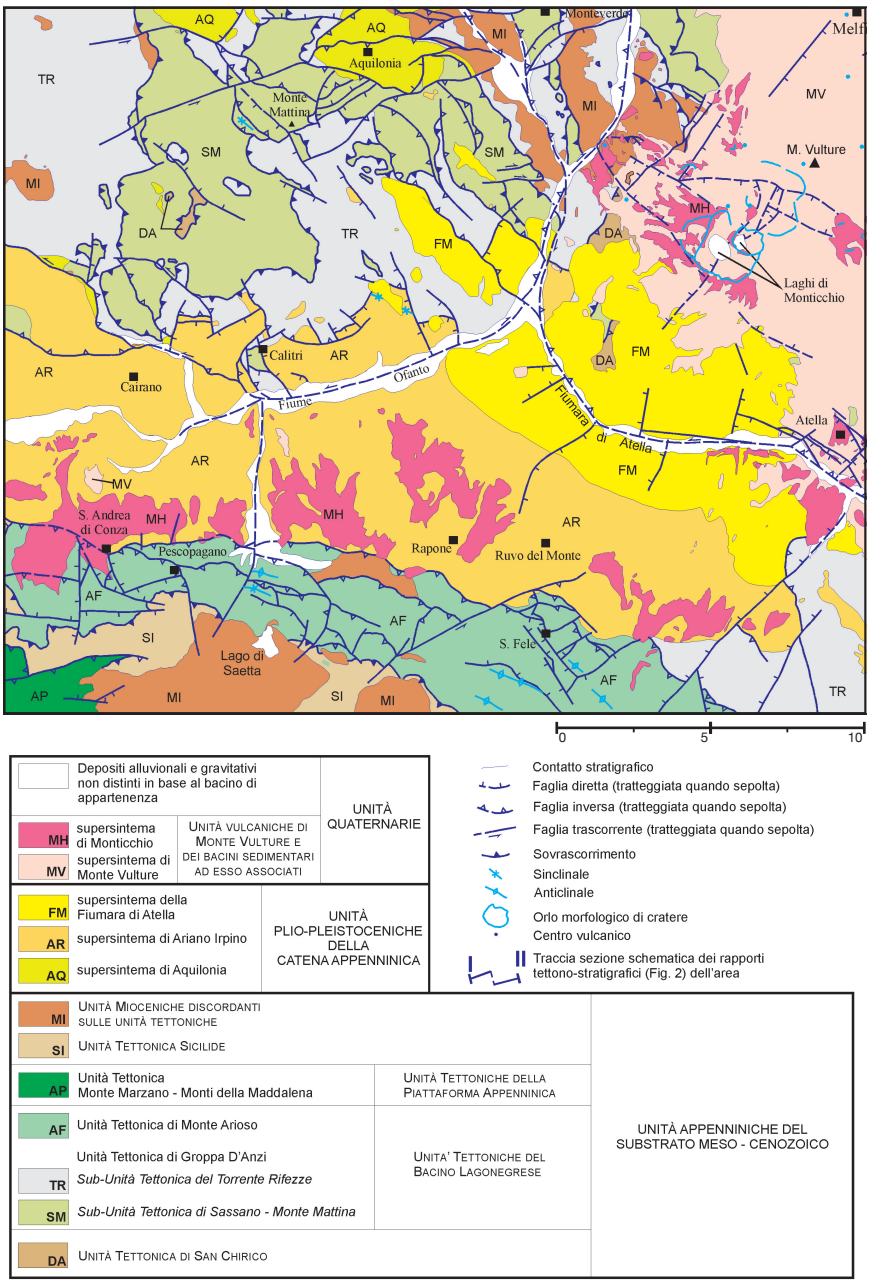


Fig. 21 - *Carta strutturale schematica del Foglio 451 "Melfi".*

Questo anche se il motivo antiforme dominante sembra da ricondurre comunque a sovrascorrimenti più profondi atti a realizzare il *refolding* ultimo (pliocenico) delle stesse unità tettoniche. Queste ultime sono inoltre variamente scomposte dalla deformazione neotettonica quaternaria, espressa da faglie ad alto angolo diffuse sull'intera area del foglio con diverse orientazioni e caratterizzate da cinematiche sia trascorrenti che normali (Fig. 21). Alcune di queste faglie sono ad andamento antiappenninico e riflettono strutture di importanza litosferica che suddividono la placca in subduzione verso O-SO in più blocchi (Ortolani *et alii*, 1992) (Fig. 22). La cerniera dei blocchi arretra per *roll-backing* in modo differenziato verso i quadranti orientali (Royden *et alii*, 1987; Patacca & Scandone, 1989; Dewey *et alii*, 1989; Doglioni, 1991). Una delle faglie antiappenniniche di importanza litosferica si identifica con la linea del Vulture (Schiattarella *et alii*, 2005) che, nel Pleistocene medio, ha consentito la risalita dei magmi del Vulture nonché lo svincolo cinematico e il sollevamento della Fossa Bradanica e dell'Avampaese murgiano (Pieri *et alii*, 1994; Doglioni *et alii*, 1996).

1.1. - Unità Meso-Cenozoiche e Plioceniche

L'unità tettonica del Torrente Rifezze, come abbiamo già visto nel capitolo stratigrafia, è rappresentata da terreni prevalentemente argillosi in assetto caotico,

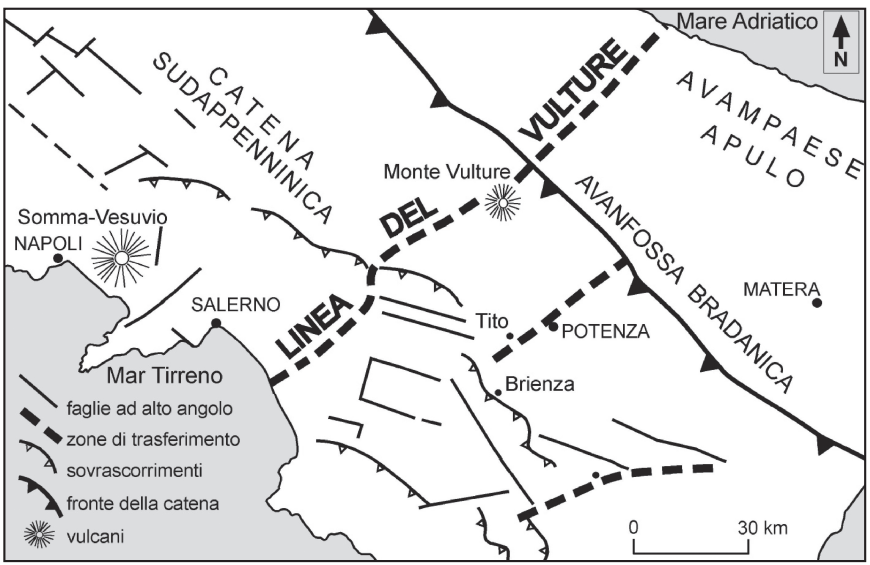


Fig. 22 - *Schema tettonico dell'Appennino campano-lucano (da* Schiattarella et alii*, 2005).*

con olistoliti decametrici di brecce e arenarie quarzose e arcosiche. La sua età di messa in posto è compresa fra il Langhiano superiore e il Serravalliano inferiore poichè poggia tettonicamente sul *flysch numidico*, compreso nella *sub-unità tettonica di Sassano - Monte Mattina*, ed è sottostante alla *formazione delle arenarie di Cerreta - Bosco di Pietra Palomba*. Pertanto tale unità può considerarsi facente parte del cuneo di accrezione dell'avanfossa miocenica in cui si stavano accumulando i sedimenti della *formazione di Serra Palazzo*, che presenta, a cominciare dal Langhiano terminale, litofacies prevalentemente argillose con associate calcareniti e sporadici livelli arenacei (Gallicchio & Maiorano, 1999). La quasi totale assenza di apporti arenacei nel periodo intercorso fra il Langhiano superiore e il Serravalliano superiore in avanfossa, può essere attribuita alla formazione di un bacino satellite sul dorso del cuneo di accrezione che a quel tempo probabilmente impediva agli apporti terrigeni di raggiungere l'avanfossa. Il riempimento clastico di quest'ultimo bacino potrebbe essere rappresentato dai terreni della *formazione delle arenarie di Cerreta - Bosco di Pietra Palomba*.

L'*unità tettonica di Sassano - Monte Mattina* sovrascorre a sua volta nel Miocene superiore, sulle unità dell'avanfossa miocenica, come documentato dalla finestra tettonica visibile in località Serra la Speca. Durante questa intensa fase tettonica si formano sulle coltri appenniniche diversi bacini satellite, tra cui quello della Formazione di Castelvetere, affiorante nel settore meridionale di questo foglio.

La porzione settentrionale della carta è interessata da numerose faglie traspressive sinistre ad alto angolo che tagliano i vecchi sovrascorrimenti, spesso invertendo i rapporti di sovrapposizione tettonica, e bordano il limite settentrionale del Bacino dell'Ofanto e quello meridionale del Bacino di Ariano Irpino. L'attività di queste faglie inizia verso la fine del Miocene e continua per tutto il Pliocene. Lungo il Fiume Ofanto, al di sotto delle ghiaie attualmente in evoluzione, è tracciata un faglia che separa l'area del foglio in due porzioni caratterizzate da sollevamenti differenziati (Fig. 21). Il blocco del versante sinistro del fiume appare sollevato rispetto a quello del versante destro. Le maggiori evidenze geologiche sono visibili in corrispondenza delle unità plioceniche, lungo il margine settentrionale del Bacino dell'Ofanto, e nel tratto in cui il fiume attraversa i depositi della *formazione delle arenarie di Cerreta - Bosco di Pietra Palomba*; tale faglia è riportata anche in un profilo sismico realizzato, con andamento grossolanamente nord-sud, tra gli abitati di Pescopagano e Calitri (Hippolyte *et alii*, 1992; 1994).

Numerose evidenze geologiche, tra cui discordanze progressive presenti nella successione argillosa del *sintema di Ruvo del Monte* a oriente dell'abitato di Calitri (Fig. 21), indicano per questa struttura un'attività pliocenica sin deposizionale alla formazione delle unità del Bacino dell'Ofanto. Il bordo meridionale del Bacino dell'Ofanto, invece, è ritagliato da un sovrascorrimento il cui trasporto

note_451_Melfi_09-12-15.indd 94 25/01/16 10:48

tettonico è N e N-NE vergente. *Thrust* retrovergenti di età plio-pleistocenica sono inoltre presenti nel tratto compreso tra l'abitato di Aquilonia e il Fiume Ofanto e in corrispondenza della Fiumara di Atella (Fig. 21. cfr. Fig. 7, Cap. IV, 2., Fig. 12, Cap. IV., 3.1).

1.2. - Unità Quaternarie

Le varie fasi tettoniche che hanno interessato l'area occupata dal Foglio Melfi hanno lasciato profonde tracce nel piccolo edificio vulcanico del Vulture e ne hanno ritmato la crescita, con la proliferazione di sempre nuovi centri, via via insistenti ora su di uno ora sull'altro dei principali *trend* tettonici. Diverse faglie maggiori ricalcano le direttrici tettoniche regionali orientate N120°±10° suggerendo un diretto controllo della struttura tettonica del fronte della catena sulla deformazione più tardiva dell'apparato (Beneduce & Schiattarella, 1997; Schiattarella *et alii*, 1998; Schiattarella *et alii*, 2005). Fa parte di questa famiglia anche la faglia di Valle dei Grigi - Fosso del Corbo (Carozzo *et alii*, 1964; La Volpe *et alii*, 1984; Boenzi *et alii*, 1987; La Volpe & Principe, 1991) che attraversa il vulcano da parte a parte. Una seconda famiglia di faglie segue un andamento N30°-40°. Si tratta anche in questo caso di un andamento tettonico attivo durante tutto il corso della vita del vulcano, lungo il quale si sono via via impostate le varie tipologie di centri di attività vulcanica (Giannandrea *et alii*, 2006). Oltre alla distribuzione dei centri, la morfologia stessa del vulcano ha subito nel tempo un forte controllo tettonico, che ne ha condizionato le fasi di crescita e di distruzione. A questo riguardo l'elemento ad oggi meglio evidente è il complesso di faglie, orientate secondo le due predette direttrici tettoniche, che ha portato al collasso del quarto sud occidentale del vulcano, prima dell'ultima fase eruttiva (supersintema di Monticchio di Giannandrea *et alii*, 2006). Durante quest'ultima fase si sono formati all'interno del quarto ribassato i tre crateri di Piano Comune, Lago Grande e Lago Piccolo.

Nell'area vulcanica più interna, al di sotto del rilievo morfologico oggi costituito dall'edificio di Vulture-San Michele, ci sono evidenze di un paleo basso morfologico, riconducibile ad una possibile struttura calderica, connessa con l'ultima delle due fasi ignimbritiche (*subsintema di Fara d'Olivo* di Giannandrea *et alii*, 2006). All'interno di questo basso morfologico relativo è avvenuta, a più stadi e geometricamente articolata in diversi edifici, la crescita del vulcano, che ha culminato con la fase di emissione dei depositi prevalentemente freatomagmatici del *subsintema di Ventaruolo* (Giannandrea *et alii*, 2006). Le altre forme propriamente vulcaniche sono rappresentate, al di là dello smembrato edificio di Vulture-San Michele, da numerosi piccoli centri di emissione a carattere talora effusivo e talaltra esplosivo.

note_451_Melfi_09-12-15.indd 95 25/01/16 10:48

note_451_Melfi_09-12-15.indd 96 25/01/16 10:48

VI - SISMICITÀ

Il foglio 451 ricade in un'area caratterizzata da livelli di pericolosità sismica tra i più alti di tutta la catena Appenninica. Gli studi sulla sismicità storica hanno portato a stimare che, nel corso degli ultimi 1000 anni, tutti i comuni ricadenti nell'area hanno sperimentato un livello massimo di scuotimento sismico pari o superiore al X grado della scala Mercalli-Cancani-Sieberg (M.C.S.) (cfr. Molin *et alii,* 1996).

L'evento di maggiore impatto nell'area avvenne l'8 settembre 1694: fu caratterizzato da un'intensità epicentrale pari al X-XI grado M.C.S. e da una magnitudo, stimata dai dati macrosismici, di 6.8-6.9 (Boschi *et alii*, 1999). Il terremoto causò oltre 6000 vittime e danni ingenti in un'area estesa tra l'Irpinia e la Basilicata. Gli effetti massimi (XI M.C.S.) colpirono l'abitato di Calitri, il più prossimo all'epicentro, che fu interamente distrutto e contò un migliaio di morti (Boschi *et alii*, 2000).

I paesi ricadenti nel foglio 451 sono stati soggetti a livelli di scuotimento sismico elevati, pari o superiore all'VIII grado M.C.S., anche in occasione di diversi altri terremoti ed in particolare nel 1456, 1561, 1688, 1702, 1732, 1851, 1857, 1910, 1930, 1980 (cfr. Monachesi & Stucchi, 1997).

Benché solo per l'ultimo di questi terremoti siano disponibili dati strumentali e osservazioni geologiche tali da consentire un'affidabile identificazione della relativa struttura sismogenetica, la distribuzione spaziale degli effetti di questi terremoti consente comunque, per la quasi totalità dei casi, di associare le sorgenti

di questa attività sismica a strutture tettoniche orientate in direzione NO-SE e localizzate lungo la zona assiale degli Appennini Meridionali (cfr. Valensise & Pantosti, 2001). Tali strutture sono distribuite quasi con continuità lungo tutto il tratto meridionale della catena Appenninica, dal Molise (per l'evento del 1456), al Sannio (1688), al Beneventano (1702), all'Irpinia-Basilicata (1694, 1732, 1910, 1930, 1980), al Vallo di Diano (1561), alla Val d'Agri (1857). Nel caso degli eventi più distanti dall'area del foglio 451 (come per i terremoti del 1456, 1688, 1857), gli elevati livelli di risentimento riscontrati localmente sono da imputare alla eccezionale intensità di questi eventi (tutti stimati dell' XI grado M.C.S.).

Rispetto a questo quadro, un caso a parte è rappresentato dal terremoto che colpì la zona del Vulture il 14 agosto del 1851. Questo terremoto causò un migliaio di vittime, prevalentemente concentrate a Melfi (tra 450 e 700) e a Barile (100-120). La sua intensità epicentrale stimata è del X grado M.C.S. e la magnitudo 6.3-6.4 (Boschi *et alii*, 2000). A dispetto dell'elevato valore dell'intensità epicentrale, l'area entro cui furono riscontrati effetti distruttivi fu insolitamente ristretta, praticamente confinata a quella dell'edificio vulcanico, in quanto il decremento delle intensità con la distanza epicentrale risultò alquanto marcato. L'esame del campo macrosismico non mostra un chiaro allungamento in direzione appenninica ed anzi, dal tracciamento delle isosiste, risulta un lobo allungato in direzione NE verso il basso corso dell'Ofanto; per altro questa caratteristica potrebbe riflettere effetti di amplificazione locale, riscontrati anche in occasione di altri eventi sismici, in relazione alla presenza di depositi alluvionali poggianti su un substrato rigido. Nel complesso, le caratteristiche del campo macrosismico suggeriscono che l'evento in questione non fu generato da una tipica faglia "appenninica" ed ebbe una sorgente alquanto localizzata e superficiale, in posizione più prossima al fronte della catena che non alla sua zona assiale.

Dei terremoti menzionati, oltre ai già citati eventi del 1694 e del 1851, altri due appaiono associabili a strutture sismogenetiche che, probabilmente, passano, almeno in parte, attraverso l'area del foglio 451 e cioè i terremoti del 1910 e del 1930. Il primo, di entità più modesta, avvenne il 7 giugno 1910, ebbe un'intensità epicentrale pari a IX M.C.S. ed una magnitudo stimata di 5.7-5.9; il sisma causò circa una cinquantina di vittime, interessando soprattutto l'area di Calitri dove vi furono la gran parte delle perdite (circa 40). Il secondo evento, di maggiore entità, si verificò il 23 luglio 1930, con una magnitudo stimata di 6.7-6.8 e causò circa 1500 vittime; nella sua area di massimo risentimento (X grado M.C.S.) coinvolse l'abitato di Aquilonia che ebbe quasi 300 morti e venne quasi totalmente distrutto, tanto da essere ricostruito in una nuova collocazione, ma danni gravissimi ed un elevato numero di vittime (circa 100) si ebbero pure a Melfi (Boschi *et alii*, 2000).

Le osservazioni di tipo strumentale degli ultimi decenni, raccolte principalmente dalla rete dell'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, hanno confermato che l'attività sismica si concentra principalmente lungo la zona assiale della

note_451_Melfi_09-12-15.indd 98 25/01/16 10:48

catena. Anche se mancano osservazioni dirette per i terremoti localizzati nell'area in considerazione, i meccanismi focali determinati per eventi verificatisi nelle aree contigue (Gasparini *et alii*, 1985; Frepoli & Amato, 2000; cfr. anche il Catalogo CMT, consultabile sul sito web all'indirizzo http://www.seismology.harvard.edu/CMTsearch.html) mostrano coerentemente una prevalenza di soluzioni di tipo "faglia normale" dirette parallelamente alla catena appenninica, ma, in subordine, sono presenti anche soluzioni di tipo trascorrente: in entrambi i casi, comunque, gli assi di massima tensione appaiono orientati in direzione approssimativamente NE-SO.

La pericolosità sismica dell'area ricadente nel foglio 451 è in definitiva legata alla sua contiguità con le strutture sismicamente più attive dell'Appennino Meridionale che concorrono, con la loro frequenza di attivazione, a rendere significativamente elevata la probabilità di occorrenza di scuotimenti sismici pericolosi. Le stime basate sull'analisi della sismicità storica indicano che intensità macrosismiche del VIII-IX grado MCS ed accelerazioni di picco del suolo (PGA) dell'ordine di 0.3 g hanno una probabilità del 10 % di essere superati in 50 anni (Slejko *et alii*, 1998).

Nell'area in considerazione, un aspetto particolare della pericolosità associata ai fenomeni sismici è rappresentato dagli effetti secondari sismo-indotti ed in particolare dalle frane. Di particolare rilievo è il caso di Calitri dove il terremoto del 23 novembre 1980, che localmente ha prodotto un valore di accelerazione del suolo pari a 0.17 g, ha innescato, nelle 24 ore successive all'evento, una vasta e profonda frana di tipo complesso (rotazionale + colata), lunga 850 m e profonda 100 m, sul fianco sud-occidentale della collina su cui sorge il paese. Studi basati sia su documentazioni storiche che su indagini sul terreno (Cotecchia & Del Prete, 1984; Hutchinson & Del Prete, 1985; Parise & Wasowski, 1999) hanno mostrato che si è trattato della riattivazione di un complesso di frane preesistenti già mobilizzate in passato in corrispondenza di altri terremoti (nel 1694, 1910 e 1930), ma anche in relazione ad eventi meteorici. L'instabilità del relativo versante è stata riconosciuta come fattore di amplificazione dei danni subiti da Calitri in occasione di diversi terremoti (Hutchinson & Del Prete, 1985).

note_451_Melfi_09-12-15.indd 99 25/01/16 10:48

note_451_Melfi_09-12-15.indd 100 25/01/16 10:48

VII - ELEMENTI DI GEOLOGIA APPLICATA

1. - ATTIVITÀ ESTRATTIVA E RISORSE MINERARIE

La spessa coltre di piroclastiti depostesi durante l'attività vulcanica del Vulture, specialmente nei due quadranti orientali del vulcano ed i depositi epiclastici derivanti dalla sua rimobilizzazione (Cotecchia, 1953; Piccarreta e Ricchetti, 1970; La Volpe & Rapisardi, 1977; Lefèvre *et alii*, 1994; Raynal *et alii*, 1998; Bonadonna *et alii*, 1998), avvenuta in epoche diverse, sono da lungo tempo oggetto di una intensa attività estrattiva. Numerose cave di "pozzolana" costellano le pendici del vulcano, ormai al limite con la zona boscata che ancora ne riveste la porzione più elevata. Al margine NE dell'edificio vulcanico, alcune cave, ormai quasi tutte inattive, sono state aperte in passato nei depositi ignimbritici del *subsintema di Fara d'Olivo* (**FGG$_3$**). L'interesse estrattivo, che un tempo era orientato prevalentemente nella produzione di blocchetti segati per l'edilizia, va oggi dalla fornitura di pietrisco all'utilizzo come ammendante nell'industria dei cementi (quest'ultimo è l'utilizzo prevalente) (Baldassarre *et alii*, 1989).

Nel contesto del programma di ricerche uranifere in Italia intrapreso dall'AGIP S.p.A. negli anni 70, l'area del Vulture è stata oggetto di ripetuti rilievi radiometrici (Di Nallo & Scarpa, 1977; Fuligni, 1979) che hanno evidenziato la presenza, in alcune piccole zone poste alle pendici Nord del Vulture, di modeste anomalie, dovute all'accumulo di minerali di Torio ed Uranio nei depositi fluviolacustri che bordano l'edificio vulcanico.

note_451_Melfi_09-12-15.indd 101 25/01/16 10:48

Un certo interesse minerario è stato anche sollevato dalla presenza di zeoliti (da utilizzarsi nei processi di depurazione delle acque) nei depositi ignimbritici del *subsintema di Fara d'Olivo* (**FCG$_3$**) e di *Vulture - San Michele* (**SBL$_3$**). Si tratta di chabasite e subordinate phillipsite ed analcime, formatesi tramite processi minerogenetici post- e sin-deposizionali (Rimin, 1992). È particolarmente ricca di questi minerali la frazione litoide dei depositi ignimbritici sopra citati, che è stata chiamata in letteratura "tufo carpato" (La Volpe & Piccarreta, 1972).

Sono d'interesse industriale anche le arenarie silicee del *flysch numidico*, costituite per oltre il 90% da granuli di quarzo. Tali arenarie, cavate lungo il Fiume Ofanto in corrispondenza del Bosco della Frasca (Comune di Melfi), sono utilizzate per la realizzazione di vetri per auto. Altre cave d'interesse sono presenti nei pressi dell'abitato di Pescopagano, nelle calcareniti e brecce (**FYR$_a$**) del *Flysch Rosso*, nei conglomerati del *sintema di Monte Sirico.*

2. - IDROGEOLOGIA

L'area del Foglio Melfi ricade interamente nell'alto bacino del F. Ofanto, nel tratto compreso tra gli abitati di Cairano e di Monteverde (Fig. 23).

Scorrendo su terreni poco permeabili e in assenza di apporti sorgivi significativi, il regime idraulico del F. Ofanto è fortemente influenzato dalle precipitazioni, con piene invernali e magre estive prolungate da Maggio a Settembre. I valori di portata rilevati alla Stazione idrometrica di Cairano Scalo, situata a circa 138 km dalla foce e a 380 m di altitudine, evidenziano il carattere torrentizio dell'Ofanto. In particolare, sulla base dei dati registrati dal Servizio Idrografico nel periodo dal 1963 al 1985, prima dell'entrata in esercizio della Diga di Conza, situata più a monte, poco al di fuori dell'area del Foglio, la portata media è stata di 3.12 m^3/s, con un massimo di 156.00 m^3/s (28 nov. 1975) e un minimo di 0.00 m^3/s; per lo stesso periodo il deflusso è stato di 361,3 mm, pari al 37% dell'afflusso meteorico annuo.

A valle della stazione di Cairano, l'Ofanto riceve le acque del T. Ficocchia, anch'esso sbarrato da una diga (Lago di Saetta), e quelle più abbondanti della Fiumara di Atella, la cui portata media, al "Ponte sotto Atella", dall'inizio delle osservazioni del Servizio Idrografico (1935) ad oggi, è di 1.31 m^3/s.

A valle della confluenza con la Fiumara di Atella, l'Ofanto cambia direzione e devia verso N; il suo greto si restringe e parte delle acque si disperdono nell'attraversamento dei corpi rocciosi sabbioso-conglomeratici del Pliocene, come evidenziato dal confronto dei valori di portata registrati alle stazioni idrometriche di Cairano e di Monteverde; più a valle, l'alveo corre trasversalmente alle principali dorsali appenniniche e riceve il contributo del T. Osento, su cui insiste, poco al di fuori dell'area del Foglio, l'omonimo bacino artificiale.

In relazione al grado di permeabilità e alla posizione stratigrafica, le rocce

note_451_Melfi_09-12-15.indd 102 25/01/16 10:48

affioranti possono riferirsi a più complessi idrogeologici aventi ciascuno, a grandi linee e su vasta scala, un proprio ruolo nei confronti della circolazione idrica sotterranea (Fig. 23; Tab. 4).

Le rocce che affiorano più estesamente nell'area del Foglio presentano un basso grado di permeabilità, come le argille plioceniche del "complesso argilloso" e le unità flisciodi del "complesso arenaceo-conglomeratico-argilloso" e del "complesso argilloso-silico-marnoso" (Fig. 23).

Queste ultime, pur presentando variazioni locali della permeabilità, rivestono poca importanza dal punto di vista idrogeologico per la prevalenza della componente pelitica.

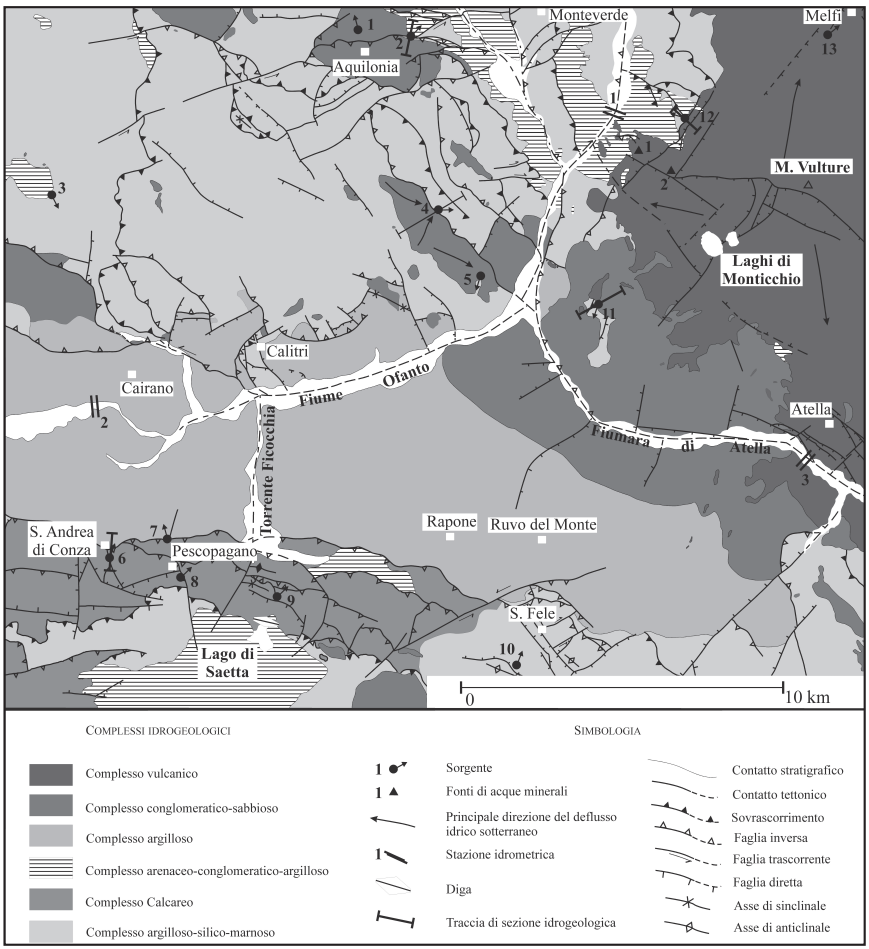


Fig. 23 - *Schema idrogeologico.*

Di maggiore interesse, nei riguardi della circolazione idrica sotterranea, sono le unità del "complesso vulcanico", del "complesso calcareo" e del "complesso conglomeratico-sabbioso", costituite da corpi rocciosi con grado di permeabilità medio-alto e con buona capacità di immagazzinamento.

La struttura idrogeologica più importante è rappresentata dalle vulcaniti del Monte Vulture. La circolazione idrica sotterranea si esplica dalle quote più elevate dell'edificio vulcanico verso le aree periferiche, secondo direttrici di flusso a sviluppo radiale (Fig. 23).

L'estrema variabilità litologica e strutturale dei depositi vulcanici, sia in senso verticale che orizzontale, conferisce all'acquifero peculiari caratteri di complessità ed eterogeneità (Maggiore & Pagliarulo, 2001).

Per la diversità dei caratteri granulometrici, tessiturali e di litificazione, i depositi piroclastici presentano un diverso grado di permeabilità e svolgono ruoli diversi nei riguardi della circolazione idrica. Il grado di permeabilità più elevato è riscontrabile nei depositi piroclastici da caduta (*pyroclastic fall*) per la loro più elevata classazione rispetto ai depositi da flusso concentrato (*pyroclastic flow*) o da flusso diluito (*surge*).

La continuità degli strati è di frequente interrotta da superfici di erosione, con la giustapposizione di corpi lavici o piroclastici a diverso grado di permeabilità. La falda, frazionata su più livelli, circola di norma in pressione in corrispondenza dei depositi piroclastici più grossolani e più estesi arealmente. Alla periferia sud-occidentale del vulcano, in direzione della Fiumara di Atella, le acque contenute nei materiali vulcanici alimentano i sottostanti conglomerati pliocenici, poggianti sulle argille grigio-azzurre.

L'elevata permeabilità delle vulcaniti favorisce la rapida infiltrazione delle acque meteoriche.

Il regime pluviometrico è quello tipico del clima mediterraneo, con un semestre invernale piovoso e un semestre estivo piuttosto secco, con un minimo nel periodo Luglio-Agosto. L'altezza di pioggia media annua, registrata al pluviografo di Monticchio Bagni, a m 652 s.l.m., è di mm 819. La falda è alimentata dalle acque meteoriche e riceve apporti gassosi profondi (CO_2) attraverso le fratture del substrato sedimentario. Tali apporti sono riconducibili alla residua attività del vulcano. I principali punti di emergenza della falda idrica sotterranea, oltre che al contatto tra vulcaniti a diverso grado di permeabilità, si rinvengono in corrispondenza dei Laghi di Monticchio e nelle zone pedemontane, al contatto delle vulcaniti con il substrato sedimentario impermeabile costituito dalle formazioni oligo-mioceniche in facies di *flysch* e dalle argille plioceniche. Le maggiori portate si riscontrano per la Sorgente della Maddalena (n. 13 della Tab. 3) e le Sorgenti S. Felice (n. 12 della Tab. 3), entrambe captate per scopo potabile.

note_451_Melfi_09-12-15.indd 104 25/01/16 10:48

Tab. 3 - *Quadro riassuntivo dei complessi idrogeologici presenti sul Foglio 451 Melfi.*

Complesso idrogeologico	Formazione geologica ed età	Litologia	Tipo e grado di permeabilità t=tipo; g=grado
Complesso vulcanico	supersintema di Monticchio (Pleistocene medio - superiore)	Ceneri e lapilli sottilmente stratificati e massivi, con associate lave massicce e a luoghi con fratturazione colonnare	t: per porosità d'interstizi e localmente per fessurazione g: medio
	supersintema di Monte Vulture (Pleistocene medio)		
Complesso conglomeratico-sabbioso	sintema di Monte Sirico (Pliocene superiore – Pleistocene inferiore?)	Conglomerato grossolano clasto-sostenuto massivo e a stratificazione orizzontale e obliqua con intercalazioni di sabbia, silt e argilla sottilmente laminate	t: per porosità di interstizi e localmente per fessurazione g: da basso a medio
	sintema della Difesa (Pliocene superiore)	Conglomerato grossolano clasto-sostenuto massivo oppure stratificato, con associate sabbie, silt e argilla a laminazione sottile	
	sintema di Ruvo del Monte (Pliocene inferiore – Pliocene superiore)	Conglomerato clasto-sostenuto massivo e a stratificazione incrociata concava	
	subsintema di Monte Airola (Pliocene inferiore)	Conglomerato grossolano clasto-sostenuto, stratificato, con associate sabbie, silt e argille sottilmente laminate	
	supersintema di Aquilonia (Pliocene inferiore)	Conglomerato grossolano clasto-sostenuto stratificato, con intercalazioni di sabbie e argille siltose a laminazione sottile	
Complesso argilloso	sintema di Ruvo del Monte (Pliocene inferiore – Pliocene superiore)	Argille siltose massive e laminate, con a luoghi, arenarie da fini a grossolane, massive, gradate e laminate	t: per porosità d'interstizi g: impermeabile
	subsintema di Vallicella (Pliocene inferiore)	Argille-siltose massive e laminate, con intercalazioni di arenarie fini e grossolane laminate	
Complesso arenaceo-conglomeratico-argilloso	Formazione di Castelvetere (Tortoniano superiore)	Arenarie da grossolane a medie con piccoli ciottoli, in strati e banchi amalgamati, con a luoghi lenti di conglomerato poligenico laminato e gradato. Nella parte superiore la successione è costituita da circa 90 m di silt argilloso sottilmente laminato con olistoliti calcarei e olistostromi di argille di vario colore	t: per fessurazione e localmente per porosità d'interstizi g: basso
	arenarie di Cerreta - Bosco di Pietra Palomba (Serravalliano medio-superiore ?)	Arenarie giallastre grossolane massive con ciottoli sparsi, alternate a conglomerati massivi e associati strati di arenarie, argille grigie e argille marnose sottilmente laminate	
Complesso calcareo	Flysch Rosso (Cretaceo inferiore p.p. - Oligocene)	Breccia calcarea massiva e gradata in strati e banchi, con intercalazioni di argille grigiastre sottilmente laminate	t: per fessurazione e carsismo g: medio-alto
	calcari bio-litoclastici con rudiste (Maastrichtiano-Paleocene)	Calcari pseudosaccaroidi e calcari detritici	
	calcari con requienie e gasteropodi (Neocomiano-Cenomaniano p.p.)	Calcareniti e calciruditi, calcari oolitici, calcari dolomitici e dolomie	
	Calcari a Palaeodasycladus (Giurassico inferiore)	Calcareniti fini, calcari oolitici e calcari micritici	
Complesso argilloso-silico-marnoso	formazione di Serra Palazzo (Burdigaliano superiore – Serravalliano)	Arenarie litiche, siltiti in straterelli, argille siltose, calcareniti e calcisiltiti, in alternanza	t: per fessurazione g: da impermeabile a basso
	flysch numidico (Miocene inferiore – Miocene medio)	Quarzareniti grossolane massive, con associate marne argillose	
	formazione di Paola Doce (Oligocene superiore – Miocene inferiore)	Calcareniti a grana media e fine alternate a calcari marnosi, marne e calcisiltiti in strati, con intercalate nella parte alta arenarie stratificate	
	Flysch Rosso (Cretaceo inferiore p.p. - Oligocene)	Argille rosse con sottili intercalazioni di calcareniti, con alla base diaspri sottilmente stratificati dello spessore di circa 10-18 m	
	Flysch Galestrino (Cretacico)	Argilliti grigio chiare e verdastre, marne e calcari marnosi in sottile alternanza	
	Scisti Silicei (Giurassico)	Diaspri di colore rosso e verde stratificati, con intercalazioni di calcareniti grossolane e marne argillose	
	Calcari con Selce (Triassico superiore)	Dolomie grigie e bianche con rari noduli di selce bianca	

La Sorgente della Maddalena è captata con un'opera di presa situata alla profondità di circa m 7 dal piano campagna; ad essa si accede mediante un pozzo di discesa. La captazione consiste principalmente in due tratti rettilinei di gallerie che convergono verso un'ampia camera, dove si raccolgono tutte le acque captate. A questa camera segue una vasca di calma da cui parte un cunicolo ispezionabile lungo circa m 70, dalla cui parete è drenata altra acqua delle vulcaniti acquifere. La portata della sorgente, inizialmente di 70 l/s (Min. Lav. Pubb., 1953) è andata notevolmente diminuendo nel tempo (Tab. 4).

Attualmente, il deficit idrico è stato parzialmente colmato con la realizzazione di quattro pozzi attestati in livelli idrici più profondi, le cui tubazioni di adduzione recapitano l'acqua in un'unica vasca di raccolta, da cui viene sollevata per l'alimentazione idrica della parte alta dell'abitato di Melfi. In considerazione della modalità di scaturigine, la sorgente può essere classificata come sorgente di contatto (Tab. 4) con limite di permeabilità indefinito, come osservabile in corrispondenza della galleria di captazione. L'acquifero è costituito da depositi grossolani (piroclastiti da caduta) poggianti su depositi tufitici a basso grado di permeabilità.

Il gruppo sorgivo S. Felice è costituito da tre scaturigini disposte su un fronte di circa 20 m, al contatto tra le vulcaniti e il substrato sedimentario impermeabile, localmente costituito da flysch argilloso (Fig. 24; Tab. 4). Il sistema di captazione consta di un'opera di presa tradizionale (drenaggio addossato) e di due microperforazioni, della lunghezza di circa 200 m ed inclinazione di 5^0, realizzate successivamente al fine di incrementare la portata.

Tab. 4 - *Dati geografici e idrogeologici delle maggiori sorgenti.*

N	Denominazione della sorgente e comune	Coordinate		Quota	Portata	Tipo di scaturigine
		Longitudine	Latitudine	m s.l.m	L/s	da Gortani, 1959
1	S. Vito (Aquilonia)	3° 0' 58"	40° 59' 38"	670	1,0	Sorgente di trabocco
2	Fonte La Fonte (Aquilonia)	3° 1' 58"	40° 59' 28"	650	1,8	Sorgente di trabocco
3	Bosco S. Giovanni (Andreatta)	2° 53' 50"	40° 56' 50"	700	1,5	Sorgente di trabocco
4	Provolacchio (Calitri)	3° 2' 18"	40° 56' 45"	560	1,5	Sorgente di trabocco
5	Forma (Calitri)	3° 3' 42"	40° 55' 24"	510	1,5	Sorgente di trabocco
6	Sambuco (S. Andrea di Conza)	2° 55' 11"	40° 50' 43"	675	7,0	Sorgente di emergenza
7	Serrone (S. Andrea di Conza)	2° 55' 50"	40° 50' 24"	740	13,0	Sorgente di trabocco
8	Fontana Nuova (Pescopagano)	2° 56' 40"	40° 50' 05"	950	2,0	Sorgente di emergenza
9	Gruppo Ceraso (Pescopagano)	2° 59' 01"	40° 49' 23"	950-1000	1,5	Sorgenti di emergenza
10	Acquafredda (San Fele)	3° 04' 53"	40° 48' 27"	880	8,0	Sorgente di emergenza
11	S. Maria de Luco (Rionero in Vulture)	3° 06' 30"	40° 55' 50"	525	5,0	Sorgente di trabocco
12	S.Felice (Melfi)	3° 08' 40"	40° 48' 15"	585	8,5	Sorgenti di trabocco
13	Maddalena (Melfi)	3° 11' 30"	40° 59' 20"	425	10,0	Sorgente di contatto

note_451_Melfi_09-12-15.indd 106 25/01/16 10:48

Tutte le acque sotterranee hanno un profilo chimico generale assai simile, con prevalenza dello ione bicarbonato e degli elementi alcalini. Anche le acque a più elevato tenore in CO_2 presentano la stessa facies idrochimica e la differenza maggiore risiede in un più elevato contenuto salino.

Le maggiori venute di CO_2 sono di norma localizzate in corrispondenza delle zone in cui minore è la profondità del substrato sedimentario. Ciò trova conferma nell'incremento della mineralizzazione dell'acqua con l'aumento della distanza dalla zona sommitale del vulcano (Maggiore & Pagliarulo, 2001).

Una delle più cospicue venute di gas è localizzata in prossimità dell'abitato di Monticchio Bagni, in adiacenza della rotabile che porta verso i laghi.

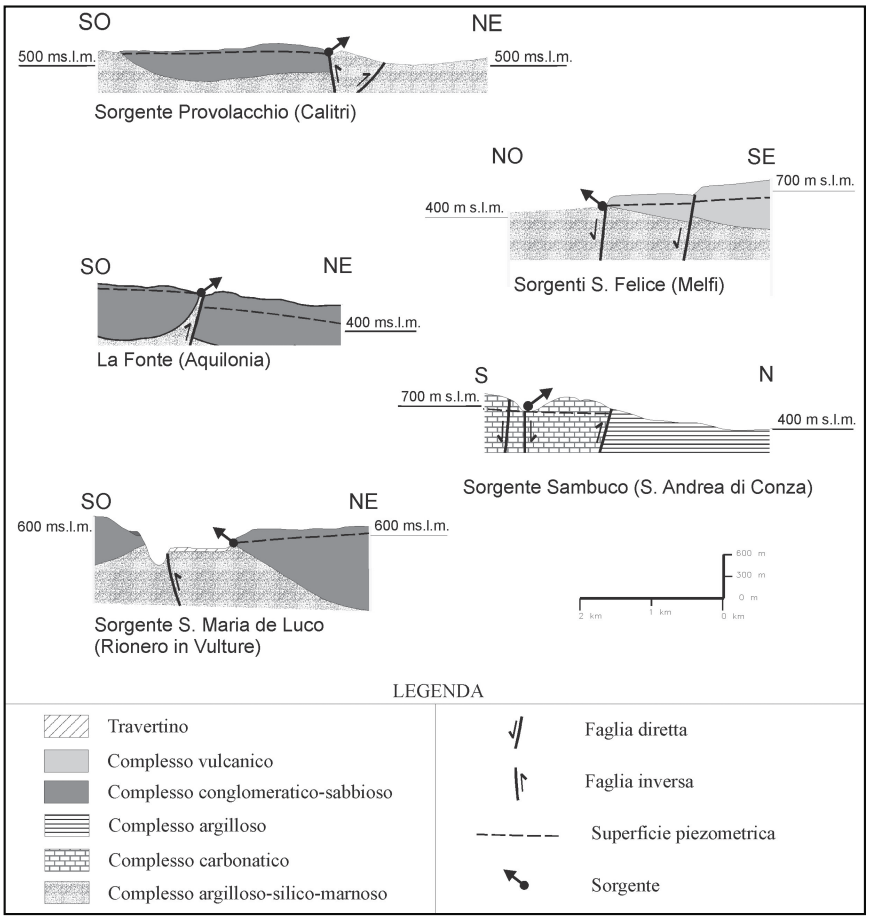


Fig. 24 - *Schema idrogeologico delle principali sorgenti.*

Il gas, costituito al 98,5 % da CO_2, gorgoglia formando un vulcanello d'acqua e fango rossastro, dovuto alla precipitazione di composti contenenti ferro in una vasca utilizzata un tempo per cure termali (Reina, 1969; Fidelibus *et alii*, 1981).

Tra le altre sorgenti del Vulture, è da segnalare la Sorgente di S. Maria De Luco (n. 11) (Tab. 4; Fig. 24), la cui acqua, ricca anch'essa di CO_2, scaturisce al contatto tra i conglomerati pliocenici e le sottostanti argille grigio-azzurre, dopo aver attraversato le vulcaniti affioranti estesamente più a monte. Lo schema di Figura 24 evidenzia i caratteri della struttura acquifera in corrispondenza della zona di scaturigine, dove è presente una discreta copertura di travertino, attualmente ancora in formazione. La captazione avveniva attraverso rudimentali opere idrauliche ormai in disuso.

L'area del Vulture è una delle zone d'Italia più ricche di sorgenti di acque minerali. Per alcune di esse è in atto uno sfruttamento a carattere industriale. Nel settore compreso nell'area del Foglio Melfi, i punti d'acqua (Fonte *Toka*, n. 1 e Fonte *Gaudianello*, n. 2 di Fig. 23), con gli annessi stabilimenti, ricadono in due zone distinte, ubicate nei pressi dell'abitato di Monticchio Bagni. In passato, le acque minerali, ad elevato contenuto di CO_2, erano derivate solo da sorgenti o da pozzi freatici; successivamente sono state captate attraverso pozzi profondi e, nel caso della concessione Gaudianello, anche attraverso perforazioni orizzontali spinte nel versante (Summa,1986; Fuganti *et alii*, 1995).

Altre sorgenti importanti per l'entità della portata sono quelle alimentate dalle rocce carbonatiche del complesso calcareo (Tab. 4; Fig. 24). Si tratta di sorgenti di trabocco, come la Sorgente Serrone (n. 7), o di emergenza, come la Sorgente Sambuco (n. 6), entrambe nel territorio del Comune di S. Andrea di Conza. La prima è una tipica sorgente di sbarramento, la cui acqua scaturisce per troppo pieno in corrispondenza del contatto per faglia tra i calcari e le argille plioceniche che svolgono un ruolo di tamponamento creando una "cintura impermeabile" intorno al corpo carbonatico. Tutta la sua portata, circa 13 l/s, è utilizzata per l'alimentazione dell'acquedotto a servizio dell'abitato di S. Andrea (Cotecchia & Radina, 1955).

3. - FRANE

L'area del Foglio Melfi è caratterizzata da elevata franosità legata principalmente alla natura litologica delle formazioni affioranti (prevalentemente argillosa), all'elevato grado di sismicità dell'area, al gradiente topografico e alla piovosità. La maggior parte dei principali corpi franosi sono presenti nel settore meridionale del foglio, al limite tra le successioni plioceniche del Bacino dell'Ofanto e l'unità lagonegrese, lungo il Fiume Ofanto, il Vallone Groveggiante e i torrenti Liento, Orata e Osento e nei dintorni dell'abitato di Calitri. Nell'area di

affioramento della sub-unità tettonica del Torrente Rifezze (tav. Monte Mattina e Aquilonia), costituita prevalentemente da argille di vario colore affette da intensa deformazione, sono anche presenti numerose piccole frane di colamento e di scorrimento non cartografabili alla scala 1.25.000. Questi sono movimenti in cui l'acqua gioca un ruolo determinante. Le evidenze morfologiche che consentono di individuare le zone di distacco e di accumulo di queste frane il più delle volte sono cancellate annualmente dalle pratiche agricole.

Sul foglio sono distinti i corpi di frana (**UID_{a1a}**), in cui sono accorpate le frane attive e quelle quiescenti, dai corpi di frana antichi (**UIN_{a1b}**). Secondo la definizione di Varnes (1978) le frane attive sono corpi di frana con evidenze di movimento in atto o interessate da movimento negli ultimi cicli stagionali, mentre le frane quiescenti sono corpi di frana senza evidenza di movimento. I corpi di frana antichi sono quelli che presentano forme di reincisione.

In relazione al tipo di movimento, sul foglio si distinguono frane semplici e complesse. Tra quelle semplici le più frequenti sono le colate (Budetta *et alii*, 1990), che si sviluppano principalmente su terreni a forte componente argillosa: *Argille Variegate*, *Flysch Rosso*, *Flysch Galestrino* e argille grigio-azzurre delle unità plioceniche. Seguono gli scorrimenti, a movimento traslativo e a luoghi rotazionale, e i crolli. Le frane di scorrimento rotazionale sono sia di roccia, sia di terra ed interessano le litofacies argillose delle argille variegate, carbonatiche del *Flysch Rosso*, le litofacies arenacee della formazione delle arenarie di Cerreta - Bosco di Pietra Palomba e le successioni plioceniche del Bacino dell'Ofanto. Le aree maggiormente interessate sono la zona del Lago di Saetta, l'area compresa tra le vulcaniti del Monte Vulture e il Fiume Ofanto, lungo il bordo settentrionale del foglio, e il Torrente Liento (Barbieri *et alii*,1990). Gli scorrimenti traslativi, meno frequenti dei primi, si verificano solo in una ristretta area individuata a nord-est dell'abitato di San Fele. In quest'area sono presenti grossi accumuli di blocchi distaccati dai fianchi dell'anticlinale di San Fele, costituita dai diaspri della formazione degli *Scisti Silicei*. Le frane di crollo generalmente sono presenti in aree in cui affiorano rocce lapidee a forte gradiente topografico. Grossi accumuli di questo tipo sono presenti nel Torrente Ficocchia, a valle della litofacies carbonatica della formazione del *Flysch Rosso* (**FYR_a**).

Tra le frane complesse o miste si segnalano le grandi frane di Calitri e Monteverde. La frana di Calitri, in particolare, è stata interpretata come un fenomeno rotazionale profondo, dell'ordine di circa 100 m (Del Prete & Trisorio Liuzzi, 1981; Hutchinson & Del Prete, 1985), in base a dati sperimentali e ad osservazioni geomorfologiche del versante. Tale frana ha subito una riattivazione in seguito al sisma irpino del 23 novembre 1980; l'area interessata superava 160 ettari e coinvolgeva l'abitato di Calitri. Il movimento continuò nei mesi successivi, causando l'evacuazione di gran parte del centro storico (Parise & Wasowski, 1998). L'esteso corpo di frana presente nei dintorni di Monteverde, lungo il

note_451_Melfi_09-12-15.indd 109 25/01/16 10:48

Torrente Osento ha invaso completamento la valle interrompendone il deflusso dell'acqua. A monte del corpo di frana probabilmente si formò un piccolo bacino lacustre che in breve tempo si estinse a seguito della reincisione del deposito.

Oltre ai movimenti in massa, nell'area del foglio sono presenti ampie zone interessate da forme calanchive, soggette ad alta energia erosionale. Le aree interessate sono quelle in cui affiorano le argille plioceniche del Bacino dell'Ofanto, tra gli abitati di Calitri-Cairano e Pescopagano-Sant'Andrea di Conza (Budetta *et alii*, 1990) e lungo il Torrente Liento (Barbieri *et alii*,1990), e occasionalmente quelle in cui affiorano le argille variegate, in corrispondenza dei fondivalle del Torrente Orata e dei Valloni di Pesco di Rago e la Giunta.

note_451_Melfi_09-12-15.indd 110 25/01/16 10:48

VIII - ABSTRACT

The area of the Sheet n. 451 - Melfi of the Carta Geologica d'Italia (1:50,000 scale) is located in the axial-frontal sector of the orogenic chain of the southern Apennines, Italy. Such area is characterized by three main geological elements. The first one is represented by the tectonic junction of Mesozoic deep-sea successions (the "Serie calcareo-silico-marnosa" *Auctt.,* i.e. Lagonegro units), made of cherty limestone, radiolarites, and siliceous marls which occupy the southernmost portion of the surveyed area, and - in a minor amount - coeval shallow-water carbonates (present in the south-western corner of the geological map), with younger basinal units mainly constituted of Cretaceous to Oligocene clays and marls. The latter are diffusely present in the rest of the mapped area and are unconformably covered by Miocene synorogenic units. This setting implies a marked geomorphological diversity of the different portions of the area included in the map, mirroring a strong variation in the structural style of the two outcrop sectors of the sedimentary units, due to different detachment horizons of the thrust sheets (deeper for the southern sector).

The second peculiar feature of the area of the Sheet n. 451 is represented by the E-W orientations and elongations of the positive morphostructures of the southern range, mainly made of Lagonegro units, and of the adjacent Pliocene to Quaternary Ofanto Basin, strongly different from the NW-SE strike of the ridges formed by the younger Meso-Cenozoic units present in the northern sector of the map. This suggests that the whole mapped area could represent a zone of kinematic release or, at least, of a regional-scale structural bend.

The Ofanto Basin is an actively evolving intra-chain basin (about 7 km wide and 45 km long), at present drained by the Ofanto River. The basin is filled up by Pliocene to Quaternary clay, sandstone and conglomerate, deposited in both marine and continental environments. The main sedimentary deposits are grouped into six units bounded by stratigraphic discontinuities revealed by unconformities often marked by abrupt lithological variations. Three of those discontinuities are recognizable on a regional scale and represent the physical boundaries of three supersynthems, in turn subdivided into synthems and subsynthems by basin-scale unconformities. Facies analyses and architecture of the sedimentary bodies revealed that each unit formed different alluvial and deltaic depositional systems located on the southern and northern margins of the basin. The morphology of the northern slope was probably steeper than the southern one. Starting from the late Zanclean to the early Gelasian, the sedimentary bodies underwent an eastward shift in their deposition, suggesting a basinward relocation of the depositional systems. Such variations in time and space seem to reflect relevant changes in accommodation space and sedimentary supply during the tectonic evolution of the basin.

In the easternmost and youngest part of the Ofanto Basin, starting from Middle Pleistocene times, the emplacement of an impressive volcanic edifice - the Monte Vulture volcano - occurred. This represents the third relevant feature of the area included in the geological map of the F° 451 “Melfi” Sheet and constitutes another conflicting element of the surveyed frontal (i.e. external) sector of the chain, since the Quaternary volcanoes of southern Italy are normally located along the peri-Tyrrhenian (i.e. inner) belt, afflicted by extensional faulting.

Monte Vulture is composed of highly under saturated alkaline-potassic to ultrapotassic rocks belonging to the Roman Magmatic Province and ranging in age from 674±7 to132±12 ka B.P.; it is a relatively small volcanic complex which consists of about 700 m thick lava and pyroclastic succession and is characterized by a central vent and parasitic cones, eccentric lava-plugs, and domes. The volcanic succession is in lateral stratigraphic relationship with lacustrine and alluvial deposits of the adjacent Atella and Melfi sedimentary basins. Some tephra layers are also interbedded to the alluvial terraces arranged along the flanks of the Ofanto River. These heteropic volcano-sedimentary relations are at the base of the new stratigraphic organization of the legend of the map, organized under the unconformity-bounded stratigraphic units (UBSU) nomenclature.

The earlier volcanic morphology has been modified by summit and lateral volcano-tectonic collapses. The volcano is localized on a structural high of the pre-Pliocene and Pliocene sedimentary bedrock. A mountain-scale unconformity, observed at the contact of the upper cooling units on the basal ignimbrites, suggests that an important tectonic deformation occurred in the early middle Pleistocene. The fracture system consists mainly of high-angle or sub-vertical

note_451_Melfi_09-12-15.indd 112 25/01/16 10:48

planes, generally grouped in two main orthogonal sets. The orientation of fault and fracture sets mirrors the arrangement of the morpho-lineaments and changes with respect to the centre of the volcano, thus showing a radial-concentric pattern typically associated with volcanic doming (i.e. pulse of magmatic chamber and consequent pre-eruptive ground deformation). Evidence of tectonic control on the deformation of the volcanic complex come from the presence in the volcanic units of N120°±10°-trending strike-slip faults, which represent a regional feature of the southern Apennines. The existence of a flower structure generated by N120° left-lateral shear and sutured by a palaeosol in turn overlaid by a 484±8 ka B.P. unit indicates that the volcano underwent a NE-SW contraction even during the middle Pleistocene. NE-SW-directed extensional faulting caused NW-SE to N-S non-Andersonian conjugate systems affecting all the volcanic products, so testifying a change of tectonic regime from transpressional to transtensional conditions during the middle Pleistocene.

The N40-50°-trending faults system was responsible for the magma ascent, maybe inducing the formation of several magma chambers localized at different levels, as suggested by the chemical peculiarities of the Mount Vulture products. Such a transfer structure - named Vulture Line - crosses the entire chain-foreland system and may be identified in the alignment of the Sele and Ofanto rivers mouths. It was active during both the upper Pliocene - lower Pleistocene contractional regime and the middle-upper Pleistocene extensional stages. This inherited feature controlled the emplacement of the ignimbrites (Foggianello Synthem) and was repeatedly re-activated during the entire history of the volcano.

note_451_Melfi_09-12-15.indd 113 25/01/16 10:48

note_451_Melfi_09-12-15.indd 114 25/01/16 10:48

BIBLIOGRAFIA

Abbate E., Cassinis G., Castradori D., Catalano R., Cita M.B., Conti M.A., Cresta S., Gaetani M., Pampaloni L., Orombelli G., Parlotto, Pavia G., Premoli Silva I., Rio D., Simone L., Sprovieri R. & Vai G.B. (2002) - *Quaternary Chronostratigraphy and the establishment of related standards*. Episodes, **25**, 264-267.

Amato A. (2000) - *Estimating Pleistocene Tectonic Uplift Rates in the Southeastern Apennines (Italy) from Erosional Land Surfaces and Marine Terraces.* In: Slaymaker O. (Ed): Geomorphology, Human Activity and Global Environmental Change. Wiley, 67-87.

Amato A. & Cinque A. (1999) - *Erosional landsurfaces of the Campano-Lucano Apennines (S. Italy): genesis, evolution, and tectonic implication*. Tectonophysics, **315**, 251-267.

Amato A., Cinque A. & Santangelo N. (1995) - *Il controllo della struttura e della tettonica plio-quaternaria sull'evoluzione del reticolo idrografico dell'Appennino meridionale*. Studi Geologici Camerti, vol. spec. **1995/2**, 23-30.

Amato A. & Montone P. (1997) - *Present-day field and active tectonics in southern peninsular Italy*. Geophys. J. Int., **130**, 519-534.

Amato A. & Selvaggi G. (1993) - *Aftershock location and P-velocity structure in the epicentral region of the 1980 Irpinia earthquake*. Ann. Geof., **36**, 3-15.

Amodio L. & Hieke Merlin O. (1966) - *I proietti inclusi nelle piroclastiti del Monte Vulture (Lucania)*. Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova, **25**, 48 pp.

Ascione A., Cinque A. & Tozzi M. (1992) - *La valle del Tanagro (Campania): una depressione strutturale ad evoluzione complessa*. Studi Geologici Camerti, vol. spec. **1992/1**, 209-219.

Ascione A. & Romano P. (1999) - *Vertical movements on the eastern margin of the Tyrrhenian extensional basin. New data from Mt. Bulgheria (Southern Apennines, Italy)*. Tectonophysics, **315**, 337-356.

Baldassarre G., La Volpe L., Principe C. & Stragapede F. (1989) - *Monte Vulture pyroclastic deposits - physico-chemical characteristics and unconventional uses*. Atti del Congresso internazionale di Geoingegneria "SuoloSottosuolo", Torino 27-30 settembre 1989, **1**, 162-170.

Balenzano F., De Marco A., Loiacono F. & Scordari F. (1983) - *Osservazioni preliminari sui caratteri sedimentologici, mineralogici e cristallochimici (Anfiboli) dei depositi limno-vulcanici del Bacino di Atella (M.Vulture)*. Rend. SIMP.

Barbieri M., Bozzano F., Centamore E., Di Filippo M., Gambino P., Guadagno F.M., Lombardi S., Patella D., Prestininzi A., Romagnoli C., Salvatori P., Scarascia Mugnozza G., Toro B. & Valentini G. (1990) - *Franosità e terremoti nell'Italia centro-meridionale e cartografia tematica: alta e media valle del Fiume Ofanto.* Atti del Convegno G.N.D.T., **1**, 343-359, Pisa.

Beccaluva L., Coltorti M., Di Girolamo P., Melluso L., Milani L., Morra V. & Siena E. (2002) - *Petrogenesis and evolution of Mt. Vulture alkaline volcanism (Southern Italy)*. Mineralogy and Petrology, **74**, 277-297.

Beneduce P. & Schiattarella M. (1997) - *Relazioni tra tettonica regionale quaternaria e deformazione vulcanogenica nelle aree dei Campi Flegrei, Isola di Ustica e Monte Vulture (Italia meridionale)*. Il Quaternario, **10**, 583-588.

Bindi L., Cellai D., Melluso L., Conticelli S., Morra V. & Menchetti S. (1999) - *Crystal chemistry of clinopyroxene from alkaline undersaturated rocks of the Monte Vulture Volcano, Italy*. Lithos, **46**, 259-274.

Boenzi F., La Volpe L. & Rapisardi L. (1987) - *Evoluzione geomorfologica del complesso vulcanico del Monte Vulture (Basilicata)*. Boll Soc Geol It, **106**, 673-682.

note_451_Melfi_09-12-15.indd 115 25/01/16 10:48

Bonadonna F.P., Brocchini D., Laurenzi M.A., Principe C. & Ferrara G. (1998) - *Stratigraphical and chronological correlations between Monte Vulture volcanics and sedimentary deposits of the Venosa basin*. Quaternary International, **47**, 87-96.

Bonardi G., Amore F.O., Ciampo G., de Capoa P., Miconnet 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.

Boschi E., Gasperini P., Valensise G., Camassi R., Castelli V., Stucchi M., Rebez A., Monachesi G., Barbano M.S., Albini P., Guidoboni E., Ferrari G., Mariotti D., Comastri A. & Molin D. (1999) - *Catalogo parametrico dei terremoti italiani* Editrice Compositori, Bologna, 88 pp.

Boschi E., Guidoboni E., Ferrari G., Mariotti D., Valensise G. & Gasperini P. (2000) - *Catalogue of strong Italian earthquakes from 461 B.C. to 1997.* Annali di Geofisica, **43**.

Bouma A.H. (1962) - *Sedimentology of some Flysch Deposits, a Graphic Approach to Facies Interpretation*. Elsevier Co. Amsterdam, 168 pp.

Brancaccio L., Cinque A., Romano P., Rosskopf C., Russo F., Santangelo N. & Santo A. (1991) - *Geomorphology and neotectonic evolution of a sector of the Tyrrhenian flank of the southern Apennines (Region of Naples, Italy)*. Zeitschrift für Geomorphologie, Suppl-Bd. **82**, 47-58.

Bridge J.S. (1993) - *Description and interpretation of fluvial deposits: a critical perspective*. Sedimentology, **40**, 801-810.

Brocchi G.B. (1917) - *Catalogo ragionato di una raccolta di rocce*. Imperiale Regia Stamperia, Milano, 346 pp.

Brocchini D., La Volpe L., Laurenzi M.A. & Principe C. (1994) - *Storia evolutiva del Monte Vulture*. Plinius, **12**, 22-25.

Budetta P., Calcaterra R., De Riso R. & Santo A., (1990) - *Geologia e fenomeni franosi dell'alta valle del Fiume Ofanto (Appennino Meridionale)*. Mem. Soc. Geol. It., **45**, 309-324.

Buettner A., Principe C. & Villa I.M. (2003) - *Ar-Ar investigations on quaternary volcanic sequences of Monte Vulture (Southern Italy).* Geophysical Research Abstracts, **5**.

Buettner A., Principe C., Villa I. & Brocchini D. (2006) - *Geocronologia ^{39}Ar - ^{40}Ar del Monte Vulture.* In Principe C. (ed): *Geologia del Monte Vulture*. Regione Basilicata Dipartimento Ambiente e Territorio. Monografia geologica. Finiguerra, Lavello, 73-86.

Caggianelli A., De Fino M., La Volpe L. & Piccarreta G. (1990) - *Mineral chemistry of Monte Vulture volcanics: petrological inferences*. Mineralogy and Petrology, **41**, 215-227

Caiazzo C., Giovine G., Ortolani F., Pagliuca S., Schiattarella M. & Vitale C. (1992) - *Genesi ed evoluzione strutturale della depressione tettonica dell'alta valle del Fiume Sele (Appennino campano-lucano)*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. **1992/1**, 245-255.

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.

Carozzo M.T., Mongelli F., Mosetti F. & Segre A.G. (1964) - *Aspetti gravimetrici, geomagnetici e geologico-morfologici della regione del Vulture in Lucania*. Boll. Geof. Teor. Appl., **6**, 96-138

Castellano M.C. & Schiattarella M. (1998) - *Tettonica contrazionale neogenica del settore nord-occidentale del Monte Cervati (Cilento, Appennino campano)*. Boll. Soc. Geol. It., **117**, 747-759.

Catalano S., Monaco C., Tortorici L. & Tansi C. (1993) - *Pleistocene strike-slip tectonics in the Lucanian Apennine (Southern Italy)*. Tectonics, **12**, 656-665.

Centamore E., Chiocchini U. & Moretti A. (1971) - *Geologia della zona tra Acerenza e Avigliano (Potenza).* Studi Geol. Camerti, **1**, 97-122.

Channel J.E.T., D'Argenio B. & Horwath F. (1979) - *Adria, the African Promontory, in Mesozoic Mediterranean Palaeogeography*. Earth Sciences Revue, **15**, 213-292.

Ciaranfi N., D'Alessandro A. & Marino M. (1997) - *A candidate section for the Lower-Middle Pleistocene boundary (Apennine Foredeep, South Italy)*. In: W. Naiwe & J. Remane (Eds.), Proc. 30th Int. Geol. Congr., **11**, 201-211.

Ciaranfi N. & Loiacono F. (1983) - *Il Flysch Numidico nel quadro dell'evoluzione tettonico-sedimentario inframiocenica dell'Appennino meridionale*. In: Studi geologici e geofisici sulle regioni pugliese e lucana, Dip. Geol. Univ. Bari, **16**, 1-43.

Ciarcia S., Di Nocera S. & Torre M. (1998) - *Sistemi di fan delta al margine orientale del Bacino di Ariano (Pliocene inferiore, Appennino Apulo-Campano)*. Boll. Soc. Geol. It., **117**, 807-819.

Ciccacci S., Del Gaudio V, La Volpe L. & Sansò P. (1999) - *Geomorphological features of Monte Vulture Pleistocene Volcano (Basilicata, Southern Italy)*. Z. Geomorph. N.F., **114**, 29-48.

Cinque A., Patacca E., Scandone P. & Tozzi M. (1993) - *Quaternary kinematic evolution of the Southern Apennines. Relationships between surface geological features and deep lithospheric structures*. Ann. Geof., **36**, 249-260.

Cita M.B. (1975) - *Studi sul Pliocene e gli strati di passaggio dal Miocene al Pliocene, VII. Planktonic foraminiferal biozonation of the Mediterranean Pliocene deep sea record: a revision*. Riv. It. Paleont. Strat., **81**, 427-544.

Cita M.B. & Castradori D. (1994) - *Workshop on marine sections from the Gulf of Taranto (Southern Italy) usable as potential stratotypes for the GSSP of the Lower, Middle and Upper Pleistocene*. Il Quaternario, **7**, 677-692.

Cita M. & Corselli C. (1993) - *Messiniano: vent'anni dopo*. Mem. Soc. Geol. It., **49**, 145-164.

Cocco E., Cravero E., Ortolani F., Pescatore T., Russo M., Sgrosso I., & Torre M. (1972) - *Les faciès sedimentaires miocènes du Bassin Irpinien (Italie Meridionale)*. Atti Acc. Pont., Nuova Serie, **21**, 1-13.

Cortini M. (1975) - *Età K-Ar del Monte Vulture (Lucania).* Riv. It. Geof. Sc. Affini, **2**, 45-46.

Cotecchia V. (1953) - *Contributo alla geologia del lago pleistocenico di Vitalba e della regione a sud di Atella*. Ann. Fac. Ing. Bari, **1**, 313-364.

Cotecchia V. & Del Prete M. (1984) - *The reactivation of large flows in the parts of Southern Italy affected by the earthquake of November 1980.* Proc. Int. Symp. On Landslides (Toronto), vol. **2**, 33-38.

Cotecchia V. & Radina B. (1955) - *Idrogeologia e Sorgenti del Comprensorio di Bonifica Montana dell'Alta Irpinia*. Ente per lo Sviluppo della Irrigazione e la Trasformazione Fondiaria in Puglia e Lucania, Ed. Laterza, Bari.

Crisci G., de Fino M., La Volpe L. & Rapisardi L. (1983) - *Pleistocene ignimbrites of Monte Vulture (Basilicata, Southern Italy)*. N. Jb. Geol. Paläont. Mh, **12**, 731-746.

Critelli S. & Le Pera E. (1995) - *La formazione di Castelvetere nell'evoluzione petrografica dell'avanfossa del Tortoniano-Messiniano dell'Appennino meridionale*. Boll. Soc. Geol. It., **114**, 615-634.

D'Argenio B., Pescatore T. & Scandone P. (1973) - *Schema geologico dell'Appennino meridionale (Campania e Lucania).* Acc. Naz. Lincei, Quad., **183**, 49-72.

D'Argenio B., Pescatore T. & Scandone P. (1975) - *Structural pattern of the Campania-Lucania Apennines*. Quaderni de "La Ricerca Scientifica", **90**, 313-327.

Dazzaro L. & Rapisardi L. (1983) - *La successione evaporitica di M.Gessara, presso Scampitella (Appennino meridionale)*. Boll. Soc. Geol. It., **102**, 191-200.

De Fino M., La Volpe L., Peccerillo A., Piccarreta G. & Poli G. (1986) - *Petrogenesis of Monte Vulture volcano (Italy): inferences from mineral chemistry, major and trace element data*. Contrib. Mineral. Petrol., **17**, 153-145.

De Fino M., La Volpe L. & Piccarreta G. (1982) - *Magma evolution at Mount Vulture (Southern Italy)*. Bull. Volcanol., **45**, 115-126.

Deino A.L., Curtis G.H., Southon J., Terrasi F., Campajola L. & Orsi G. (1994) - *^{14}C and $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating of the Campaniana ignimbrite, Phlegraean Fields, Italy*. 8th International Conference on Geochronology and Isotope Geology (ICOG-8). US Geological Survey Circular, Abstracts, **1107**, 77.

Dell'Anna L. & Di Pierro M. (1975) - *La magnetite dei prodotti vulcanici del Monte Vulture (Lucania)*. Rend SIMP, **30**, 517-542.

De Lorenzo G. (1900) - *Studio geologico del Monte Vulture.* Atti R. Acc. Sc. Fis. Mat. Napoli, **10**, Serie 2ª, 207 pp.

Del Prete M. & Trisorio Liuzzi G. (1981) - *Risultati dello studio preliminare della frana di Calitri (AV) mobilitata dal terremoto del 23 novembre 1980.* Geol. Appl. E Idrogeologia, **16,** 153-165.

Dewey J.F., Helman M.L., Turco E., Hutton D.H.W. & Knott S.D. (1989) - *Kinematics of the Western Mediterranean*. In: Coward, M.P., Dietrich, D. & Park, R.G. (Eds), Alpine Tectonics, Geological Society, London, Special Publication, **45,** 265-283.

Di Lecce Mininni M. (1956) - *Su alcune rocce nefelinitiche e melilititiche del M.Vulture*. Rend SIMP, **12**, 1-13.

Di Nallo A. & Scarpa S. (1977) - *Rilievo Geologico-Radiometrico "Vulture (Basilicata)"*. Rapporto Interno AGIP S.p.A-ESUM, 11 pp.

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

Doglioni C., Tropeano M. Mongelli F. & Pieri P. (1996) - *Middle-late Pleistocene uplift of Puglia: an "anomaly" in the Apenninic Foreland.* Mem. Soc. Geol. It. **51**, 101-117.

Ferranti L., Oldow J.S. & Sacchi M. (1996) - *Pre-Quaternary orogen-parallel extension in the Southern Apennine belt, Italy*. Tectonophysics, **260**, 325-347.

Fidelibus D., Tazioli G.S., Titozzi P. & Vurro F. (1981) - *Chimismo delle acque sotterranee del M. Vulture - Basilicata*. Atti del 2° Seminario informativo su "Energia geotermica: prospettive aperte dalle ricerche del CNR". Consiglio Nazionale delle Ricerche, Progetto Finalizzato Energetica, Roma, 16-19 Giugno 1981.

Fornaciari E., Di Stefano A., Rio D. & Negri A. (1996) - *Middle Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the Mediterranean region.* Micropaleontology, **42**, 37-63.

Fornaciari E. & Rio D. (1996) - *Latest Oligocene to Early-Middle Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the Mediterranean region.* Micropaleontology, **42**, 1-36.

Foresi L.M., Iaccarino S., Mazzei R. & Salvatorini G. (1998) - *New data on Middle to Late Miocene calcareous plankton biostratigraphy in the Mediterranea area*. Riv. It. Paleontol. Strat., **104**, 95-114.

Frepoli A. & Amato A. (2000) - *Fault plane solutions of crustal earthquakes in Southern Italy (1988-1995): seismotectonic implications.* Annali di Geofisica, **43**, 437-467.

Fuganti A., Defrancesco F., Sigillito V., Bazzoli G.F., Morteani G., Bulgarelli G., Festa A. & Guerrasio G. (1995) - *Genesi e caratteristiche delle acque minerali effervescenti naturali nell'area Gaudianello, Monte Vulture (Potenza)*. La Rivista di Scienza dell'Alimentazione, anno 24, n.1, 89-129.

Fuligni A. (1979) - *Ricerche uranifere sulle vulcaniti quaternarie del M. Vulture (Basilicata)*. Rapporto interno AGIP S.p.A.-ESUM, 21 pp.

Gallicchio S. & Maiorano P. (1999) - *Revised stratigraphy of the Serra Palazzo Formation, a Miocene foredeep turbidite succession of the Southern Apennines (Italy)*. Riv. It. Paleont. Strat., **105**, 287-302.

Gallicchio S., Marcucci M., Pieri P., Premoli Silva I., Sabato L. & Salvini G. (1996) - *Stratigraphical data from a Cretaceous claystones sequence of the "Argille Varicolori" in the Southern Apennines (Basilicata, Italy)*. Palaeopelagos, **6**, 261-272.

Gasparini C., Iannaccone G. & Scarpa R. (1985) - *Fault plane solutions and seismicity of the Italian Peninsula.* Tectonophysics, **117**, 59-78.

note_451_Melfi_09-12-15.indd 118 25/01/16 10:48

Ghisetti F. & Vezzani L. (1982) - *Strutture tensionali e compressive indotte da meccanismi profondi lungo la linea del Pollino (Appennino meridionale)*. Boll. Soc. Geol. It., **101**: 385-440.

Giannandrea P. (2003) - *Analisi sedimentologica del Sintema di Monte Sirico (parte alta della successione del Bacino dell'Ofanto*. Il Quaternario, **16**, 269-277.

Giannandrea P. (2004) - *I depositi terrazzati affioranti nell'alta valle del Fiume Ofanto (Foglio n. 451 "Melfi", Appennino campano-lucano)*. Il Quaternario, **17** (**2**), 511-521.

Giannandrea P. (2006a) - *Carta geologica del Bacino di Venosa, scala 1:25.000.* Litografia Artistica Cartografica, Firenze. In: In: Principe C. (a cura di) "*La Geologia del Monte Vulture"*. Regione Basilicata

Giannandrea P. (2006b) - *Il Bacino di Venosa nell'ambito dell'evoluzione quaternaria della Fossa bradanica (confine apulo - lucano, Italia meridionale)*. Tesi di Dottorato, Università degli studi di Bari, 97pp.

Giannandrea P., La Volpe L., Principe C. & Schiattarella M (2004) - *Carta geologica del Monte Vulture, scala 1: 25.000*. Litografia Artistica Cartografica, Firenze. In: Boll. Soc. Geol. It. **125**.

Giannandrea P., La Volpe L., Principe C. & Schiattarella M. (2006) - *Unità stratigrafiche a limiti inconformi e storia evolutiva del vulcano medio-pleistocenico di Monte Vulture (Appennino meridionale, Italia)*. Boll. Soc. Geol. It., **125**, 67-92.

Giano S.I., Lapenna V., Piscitelli S. & Schiattarella M. (1997) - *Nuovi dati geologici e geofisici sull'assetto strutturale dei depositi continentali quaternari dell'alta Val d'Agri (Basilicata)*. Il Quaternario, **10**, 591-596.

Giano S.I., Maschio L., Alessio M., Ferranti L., Improta S. & Schiattarella M. (2000) - *Radiocarbon dating of active faulting in the Agri high valley, southern Italy*. Journ. Geodynamics, **29**, 371-386.

Giussone G. & Tenore M. (1840) - *Ragguaglio delle peregrinazioni effettuate nella state del 1838 in alcuni luoghi delle provincie di Principato Citeriore e di Basilicata*. Letto alla Reale Accademia di Scienze (Napoli), nelle tornate del 10 dicembre 1839 e 14 gennaio 1840.

Guerrera F., Loiacono F., Moretti E. & Puglisi D. (1990) - *La sequenza Numidica nel suo contesto geotettonico: una proposta di ordine paleogeografico*. Riv. It. Paleont. Strat., **96**, 165-190.

Guest J.E., Duncan A.M. & Chester D.K. (1988) - *Monte Vulture Volcano (Basilicata, Italy): an analysis of morphology and volcaniclastic facies*. Bull. Volcanol. **50**, 244-257.

Hearty P.J. & Dai Pra G., (1992) - *The Age and stratigraphy of middle Pleistocene and Younger Deposits along the Gulf of Taranto (Southeast Italy)*. J. Coastal Res., **8**, 882-905.

Hieke Merlin O. (1965) - *Le vulcaniti del settore Nord-Orientale del Monte Vulture (Lucania)*. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, **24**, 1-74.

Hieke Merlin O. (1967) - *I prodotti vulcanici del Monte Vulture (Lucania)*. Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova, **26**, 1-70.

Hieke Merlin O., La Volpe L., Nappi G., Piccarreta G., Redini R. & Santagati G. (1971) - Note illustrative alla carta geologica d'Italia alla scala 1:100.000, Fogli 186 "S. Angelo dei Lombardi" e 187 "Melfi". Serv. Geol. d'It., 188 pp.

Hieke Merlin O., La Volpe L. & Piccarreta G. (1967) - *Carta Geologico-Petrografica del Gruppo vulcanico del Monte Vulture (Lucania)*. Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova, **26**.

Hilgen F.J., Krijgsman W., Raffi I., Turco E. & Zachariasse W.J. (2000) - *Integrated stratigraphy and astronomical calibration of the Serravallian/Tortonian boundary (Sicily, Italy)*. Mar. Micropal., **38**, 181-211.

Hippolyte J.C., Angelier J. & Roure F. (1992) - *Paleostress analyses and fold-and-thrust belt kinematics in the Southern Apennines*. In: F. Roure, N Ellouz, V.S. Shein & I.I. Skvortsov (Eds.): "*Geodinamic Evolution of Sedimentary Basins"*. International Symposium, 157-169.

Hippolyte J.C., Angelier J., Roure F. & Casero P. (1994) - *Piggyback basin development and thrust belt evoution: structural and palaeostress analyses of Plio-Quaternary basins in the Southern Apennines*. Journ. Struct.Geol., **16**, 159-173.

Hutchinson J.N. & Del Prete M. (1985) - *Landslides at Calitri, Southern apennines, reactivated by the earthquake of 23rd November 1980.* Geol Appl. E Idrogeol., **20**, 9-38.

Iaccarino S. (1985) - *Mediterranean miocene and pliocene planktic foraminifera.* Plankton Stratigraphy. Cambridge University Press, 283-314.

Innocenti F., Rocchi S. & Trigila R. (1999) - *La classificazione delle rocce vulcaniche e subvulcaniche: schema operativo per il Progetto CARG.* Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Mem., Serie A, **106,**: 113-124.

Jones A.P., Kostoula T., Stoppa F. & Wolley A.R. (2000) - *Petrography and mineral chemistry of mantle xenoliths in a carbonate-rich melilititic tuff from Mt. Vulture volcano, Southern Italy*. Mineralogical Magazine, **64**, 593-613.

Junquiera-Brod T.C., Brod J.A., Thompson R.N. & Gibson S.A. - (1999). *Spinning droplets - a conspicuous lapilli-size structure in kamafugitic diatremes of southern Goiàa, Brazil*. Revista Brasileira de Geociencias, **29(3)**, 437-440.

Knott S.D. (1987) - *The Liguride Complex of Southern Italy - a Cretaceous to Paleogene accretionary wedge*. Tectonophysics, **142**, 217-226.

Knott S.D. & Turco E. (1991) - *Late Cenozoic kinematics of the Calabrian Arc, Southern Italy*. Tectonics, **10**,1164-1172.

La Volpe L., Patella D., Rapisardi L. & Tramacere A. (1984) - *The evolution of the Monte Vulture volcano (Southern Italy): inferences from volcanological, geological and deep dipole electrical soundings data*. Journ. Volcanol. Geotherm. Res., **22**, 147-162.

La Volpe L. & Piccarreta G. (1972) - *Le Ignimbriti del Monte Vulture (Lucania)*. Rend SIMP, **28**, 191-214.

La Volpe L. & Principe C. (1989a) - *Stratigrafia e Storia eruttiva del Monte Vulture - Revisione ed aggiornamenti. Gruppo Nazionale per la Vulcanologia*. Bollettino 1989, 889-902

La Volpe L. & Principe C. (1989b) - *Guida alla escursione sul Monte Vulture del 18-19 ottobre 1989*. Convegno Scientifico "Genesi ed aspetti geodinamici del vulcanismo potassico ed ultrapotassico: stato dell'arte e prospettive di ricerca". Bari, 17-18 ottobre 1989, 33 pp.

La Volpe L. & Principe C. (1991) - *Comments on "Monte Vulture Volcano (Basilicata Italy): an analysis of morphology and volcaniclastic facies" by J.E. Guest, A.M. Duncan & D.K. Chester*. Bull. Volcanol., **53**, 222-227.

La Volpe L. & Principe C. (1994) - *Il Monte Vulture*. Guida all'escursione generale precongressuale, 77° Congr. Naz. Soc. Geol. It., Bari.

La Volpe L. & Principe C. (1999) - *Itinerario n.ro5 "Da Melfi ai Laghi di Monticchio"*. Into "La Puglia ed il Vulture", Guide Geologiche Regionali della Società Geologica Italiana, **8**, 173-193.

La Volpe L., Principe C. & Rapisardi L. (1988) - *Monte Vulture eruptive history: new stratigraphic and volcanological data*. Atti del 74° Congresso Nazionale della Società Geologica Italiana, Sorrento 13-17 settembre 1988, vol. A, 346-354.

La Volpe L. & Rapisardi L. (1977) - *Osservazioni geologiche sul versante meridionale del M. Vulture; genesi ed evoluzione del Bacino Lacustre di Atella*. Boll. Soc. Geol. It., **96**, 181-197.

Laurenzi M.A., Brocchini D., Principe C. & Ferrara G. (1993) - *Mt. Vulture volcano chronostratigraphy and the effectiveness of dating young phlogopites*. Abstracts EUG 7°, Strasburgo.

Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A. & Zanettin B. (1986) - *A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram*. Journal of Petrology **27,** 745-750.

Lefèvre D. Raynal J.P., Vernet G., Pilleyre T., Piperno M., Sanzelle S., Fain J., Mailler D. & Montret M. (1994) - *Sédimentation, volcanisme et présence humaine dans le bassin de Venosa (Basilicata, Italie) au Pléistocene moyen: exemple du site de Notarchirico*. Bull. Soc. Prehist. Fra., **91**, 103-112.

Loiacono F. & Sbarra R. (1991) - *Caratteri sedimentologici della Formazione di Serra Palazzo nei dintorni di Tricarico (Basilicata)*. Mem. Soc. Geol. It., **47**, 157-166.

Maggiore M. & Pagliarulo P. (2001) - *Lineamenti idrogeologici e risorse idrominerali del Vulture*. In: "Georisorse del Vulture", volume a cura dell'Ordine dei Geologi della Basilicata, ed. L'Aquilone, Potenza, 37-54.

Maiorano P. (1998) - *Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy from Southern Apennines foredeep deposits and Mediterranean DSDP site 372*. Riv. It. Paleont. Strat., **104**, 391-416.

Malitesta C., Losito I., Scordari F. & Schingaro E. (1995) - *XSP investigation of titanium in melanites from Monte Vulture (Italy)*. European Journ. Mineral., **7**, 847-858.

Marini L., Principe C., Paiotti A., Ferrara G. & Cioni R. (1994) - *Isotopic ratio and concentration of sulfur in the undersaturated alkaline magmas of Vulture Volcano (Italy)*. Bull. Volcanol., **56**, 487-492.

Martini E. (1971) - *Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation*. In: A. Farinacci (Ed.), Proc. II Planktonic Conf., Roma, 1970, **2**, 738-785.

Mauro A. & Schiattarella M. (1988) - *L'Unità Silentina di Base: assetto strutturale, metamorfismo e significato tettonico nel quadro geologico dell'Appennino meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, 1201-1213.

Mazzoli S. (1992) - *Structural analysis of the Mesozoic Lagonegro Units in SW Lucania (Southern Italian Apennines)*. Studi Geol. Camerti, **12**, 117-146.

Mazzoli S., Barkham S., Cello G., Gambini R., Mattioni L., Shiner P. & Tondi E. (2001) - *Reconstruction of continental margin architecture deformed by the contraction of the Lagonegro Basin, southern Apennines, Italy.* Journ. Geol. Soc., London, **158**, 309-319.

Melluso L., Morra V. & Di Girolamo P. (1996) - *The Mt. Vulture volcanic complex (Italy): evidence for distinct parental magmas and for residual melts with melilite.* Mineralogy and Petrology, **56**, 225-250.

Miall A.D., (1992) - *Alluvial deposits.* In: Walker R.G.& James M.P. (Eds):*Facies models: Response to Sea-level change.* Geological Association of Canada, 119-142.

Miconnet P. (1988) - *Evolution mesozoique du secteur de Lagonegro*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, 321-330.

Ministero Lavori Pubblici (1953) - *Le sorgenti Italiane, Regione Pugliese*. Servizio Idrografico, Roma.

Molin D., Stucchi M. & Valensise G. (a cura di) (1996) - *Massime intensità macrosismiche osservate nei comuni italiani valutate a partire dalla banca dati macrosismici del GNDT e dai dati del Catalogo dei Forti Terremoti dell'ING.* Elaborato per il Dipartimento della Protezione Civile, http://www.dstn.it/ssn/PROG/G_RISCHI/MAX_INTENSITA/imax_f.html.

Monachesi G. A. & Stucchi M. (1997) - *Un database di osservazioni macrosismiche di terremoti di area italiana al di sopra della soglia del danno.* C.N.R., Gruppo Nazionale Difesa dai Terremoti, http://emidius.mi.ingv.it/DOM/home.html.

Monaco C. & Tortorici L. (1995) - *Tectonic role of ophiolite-bearing terranes in the development of the Southern Apennines orogenic belt*. Terra Nova, **7**, 153-160.

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

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

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

Ortalli I., Pedrazzi G., Schingaro E. & Scordari F. (1994) - *Iron site populations from Mossbauer-spettroscopy in Ti-bearing garnets from Mt. Vulture (Italy)*. Hyperfine Interactions, **91**, 727-732.

Ortolani F. (1974) - *Faglia trascorrente pliocenica nell'Appennino campano*. Boll. Soc. Geol. It., **93**, 609-622.

note_451_Melfi_09-12-15.indd 121 25/01/16 10:48

Ortolani F. & Pagliuca S. (1988) - *Evidenze strutturali e geomorfologiche di tettonica compressiva quaternaria al margine orientale della catena sudappenninica.* Mem. Soc. Geol. It. **41**, 1219-1227.

Ortolani F., Pagliuca S., Pepe E., Schiattarella M. & Toccaceli R.M. (1992) - *Active tectonics in the Southern Apennines: Relationships between cover geometries and basement structure. A hypothesis for a geodynamic model*. IGCP Nº 276, Newsletter, **5**, 413- 419.

Palmieri L. & Scacchi A. (1852) - *Della regione vulcanica del Monte Vulture e del Terremoto ivi avvenuto nel dì 14 agosto 1851*. Gaetano Nobile, Napoli, 160 pp.

Parise M. & Wasowski J. (1998) - *Aspetti evolutivi e stato attuale della franosità nei dintorni dell'abitato di Calitri.* Proc. Conf. "Prevention of Hydrogeological Hazards: The Role of Scientific Research" (Alba, Italy), **1**, 135-144.

Parise M. & Wasowski J. (1999) - *Landslide activity maps for landslide hazard evaluation: three case studies from Southern Italy.* Natural Hazards, **20**, 159-183.

Patacca E., Sartori R., & Scandone P.(1990) - *Tyrrhenian basin and Apenninic arc: kinematic relations since Late Tortonian times*. Mem. Soc. Geol. It., **45**, 425-451.

Patacca E. & Scandone P. (1989) - *Post-Tortonian mountain building in the Apennines. The role of the passive sinking of a relic lithospheric slab*. In: Boriani A., Bonafede M., Piccardo G.B. & Vai G.B. (Eds.) "The Lithosphere in Italy". Atti Conv. Acc. Naz. dei 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: Vai G.B. & Martini I.P. (Eds.): "*Anatomy of an Orogen: the Apennines and Adjacent Mediterranean Basins"*. Kluwer Academic Publishers, 401-440.

Patacca E., Scandone P., Bellatalla M., Perilli N. & Santini U. (1992) - *The Numidian-sand event in the Southern Apennines*. Mem. Sc. Geol., Università di Padova, **43**, 297-337.

Perri E. & Schiattarella M. (1997) - *Evoluzione tettonica quaternaria del bacino di Morano Calabro (Catena del Pollino, Calabria settentrionale)*. Boll. Soc. Geol. It., **116**, 3-15.

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

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

Pescatore T. & Ortolani F. (1973) - *Schema tettonico dell'Appennino campano-lucano*. Boll. Soc. Geol. It., **92**, 453-472.

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.

Pescatore T., Renda P. & Tramutoli M. (1988) - *I rapporti tra le Unità Lagonegresi e le Unità Sicilidi nella media valle del Basento, Lucania (Appennino meridionale)*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, 353-361.

Pescatore T., Renda P. & Tramutoli M. (1992) - *"Tufiti di Tusa" e Flysch Numidico nella Lucania centrale (Appennino meridionale)*. Rend. Acc. Sc. Fis. Mat. Soc. Naz. Sc. Lett. e Arti in Napoli, serie IV, **59**, 57-72.

Pescatore T., Sgrosso I. & Torre M. (1971) - *Lineamenti di tettonica e sedimentazione nel Miocene dell'Appennico campano-lucano.* Mem Soc. Natur. In Napoli, I (Parte seconda), 337-406 - suppl. al vol. **80** (1971) del Boll. Soc. dei Natural. In Napoli (16).

Piccarreta G. & Ricchetti G. (1970) - I *depositi del bacino fluvio-lacustre della Fiumara di Venosa - Matinelle e del Torrente Basentello*. Mem Soc Geol It, **16**, 379-407.

Pieri P., Sabato L. & Tropeano M. (1994) - *Evoluzione tettonico-sedimentaria della Fossa bradanica a sud del'Ofanto nel Pleistocene.* In Guida alle escursioni del 77°Congresso Nazionale della S.G.I., Quad.Bib. Prov.Matera, **15**, 35-54.

note_451_Melfi_09-12-15.indd 122 25/01/16 10:48

Pieri P., Sabato L. & Tropeano M. (1996) - *Significato geodinamico dei caratteri deposizionali e strutturali della Fossa bradanica nel Pleistocene*. Mem. Soc. Geol. It., **51**, 501-515.

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. & Tropeano M. (1997) - *Tettonica quaternaria nell'area bradanico-ionica*. Il Quaternario, **10**, 535-542.

Principe C. (Ed.) (2006) - *Geologia del Monte Vulture*. Regione Basilicata Dipartimento Ambiente e Territorio. Monografia geologica. Finiguerra, Lavello, pp. 227

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

Raynal J.P., Lefèvre D., Vernet G., Pilleyre T., Sanzelle S., Fain J., Miallier D. & Montret M. (1998) - *Sedimentary dynamics and tecto-volcanism in the Venosa basin (Basilicata, Italia).* Quaternary International, **47-48**, 97-105.

Reina C. (1969) - *Le acque della Regione del Vulture*. Atti del V Congresso Internazionale di Tecnica Idrotermale, Agnano Terme - Castellamare di Stabia, 31 Maggio-5 Giugno.

Renne P.R., Swisher C.C., Deino A.L., Karner D.B., Owens T.L. & De Paolo D.J. (1998) - *Intercalibration of standards, absolute ages and uncertainties in 40Ar/39Ar dating*. Chemical Geology **145**, 117-152.

Ridgway K.D. & Decelles P.G. (1993) - *Stream-dominated alluvial fan and lacustrine depositional systems in Cenozoic strike-slip basins, Denali fault system, Yukon Territory, Canada.* Sedimentology, **40**, 645-666.

Rimin (1992) - Valutazione preliminare di minerali industriali in Lucania e Campania. Rapporto interno finale, 53 pp.

Rio D. (1982) - *The fossil distribution of Coccolithophore Genus* Gephyrocapsa Kamptner *and related Plio-Pleistocene chronostratigraphic problems*. Init. Rep., DSDP **683**, 25-343.

Rio D., Cita M.B., Iaccarino S., Gelati R. & Gnaccolini M. (1997) - *Langhian, Serravallian, and Tortonian Historical Stratotypes.* In "Miocene Stratigraphy, An integrated Approach", Montanari A., Odin G.S. & Coccioni R. (Eds.), Elsevier, 57-87.

Rio D., Raffi I. & Villa G. (1990) - *Pliocene-Pleistocene distribution patterns in the Western Mediterranean.* In Kasten K.A. & Mascle J. *et alii*, 1990. Proceeding of ODP, Scientific Results, **107**, 513-533.

Rio D., Sprovieri R. & Di Stefano E., (1994) - *The Gelasian Stage: a proposal of a new chronostratigraphic unit of the Pliocene Series*. Riv. It. Paleont. Strat., **100**, 103-124.

Riviello A., Schiattarella M. & Vaccaro M.P. (1997) - *Struttura geologica dell'area di Tolve (Basilicata) dedotta da dati di superficie e di sottosuolo*. Il Quaternario, **10**, 557-562.

Rosatelli G., Stoppa F. & Jones A.P. (2000) - *Intrusive calcite-carbonatite occurrence from Mt. Vulture volcano, southern Italy*. Mineralogical Magazine, **64**, 515-624.

Rosatelli G., Stoppa F., Vichi G. & Principe C. (2004) - *Extrusive carbonatites and their meaning. The case of Italy.* Field workshop guide to the pre-congress workshop BW02, 17th-19th August 2004.

Royden L., Patacca E. & Scandone P. (1987) - *Segmentation and configuration of subducted lithosphere in Italy: An important control on thrust-belt and foredeep-basin evolution*. Geology, **15**, 714-717.

Russo F. & Schiattarella M. (1992) - *Osservazioni preliminari sull'evoluzione morfostrutturale del bacino di Castrovillari (Calabria settentrionale)*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. **1992/1**, 271-278.

Salvador A. (1987) - *Unconformity-bounded stratigraphic units*. Geological Society American Bulletin, **98**, 232-237.

Salvador A. (ed) (1994) - *International stratigraphic guide.* International Union of Geological Sciences, Trondheim, Norway, and Geological Society of America, Boulder, 214 pp.

Scandone P. (1967) - *Studi di geologia Lucana: la serie calcareo-silico-marnosa e i suoi rapporti con l'Appennino calcareo*. Boll. Soc. Sc. Nat. Napoli, **76**, 301-469.

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

Scandone P. (1975) - *The preorogenic history of the Lagonegro basin (southern Apennines)*. In: Squyres C. (Ed.) "Geology of Italy", The Earth Sciences Society of the Libyan Arab Republic, 305-315.

Schiattarella M. (1996) - *Tettonica della Catena del Pollino (confine calabro-lucano)*. Mem. Soc. Geol. It., **51**, 543-566.

Schiattarella M. (1998) - *Quaternary tectonics of the Pollino Ridge, Calabria-Lucania boundary, southern Italy*. In: Holdsworth R.E., Strachan R.A. & Dewey J.F. (Eds), "Continental Transpressional and Transtensional Tectonics". Geological Society, London, Spec. Publ., **135**, 341-354.

Schiattarella M., Beneduce P., Di Leo P. & Giano S.I. (1998) - *Comparazione tra l'evoluzione strutturale e geochimica del vulcano quaternario del Monte Vulture in Basilicata*. Plinius, **20**, 195-196.

Schiattarella M., Beneduce P., Di Leo P., Giano S.I., Giannandrea P. & Principe C. (2005) - *Assetto strutturale ed evoluzione morfotettonica quaternaria del vulcano del Monte Vulture (Appennino Lucano)*. Inviato per la stampa su: Mem. Soc. Geol. It., **124**, 543-562.

Schiattarella M., Di Leo P., Beneduce P. & Giano S.I. (2003) - *Quaternary uplift vs tectonic loading: a case-study from the Lucanian Apennine, southern Italy*. Quaternary International, **101-102**, 239-251.

Schiattarella M., Torrente M.M. & Russo F. (1994) - *Analisi strutturale ed osservazioni morfostratigrafiche nel bacino del Mercure (Confine Calabro-Lucano)*. Il Quaternario, **7**: 613-626.

Schingaro E., Scordari F. & Ventruti G. (2001) - *Triocthaedral micas-1M from Mt. Vulture (Italy) - Structural disorder and crystal chemistry*. European Journ. Mineral., **13**, 1057-1069.

Scordari F., Schingaro E. & Pedrazzi G. (1999) - *Crystal chemistry of melanites from Mt. Vulture (Southern Italy)*. European Journ. Mineral., **11,** 855-869.

Sgrosso I. (1988) - *Nuovi elementi per un più articolato modello paleogeografico nell'Appennino centro meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, 225-242.

Servizio Geologico d'Italia (1970) - Fogli 186 - S. Angelo de' Lombardi, scala 1:100.000.

Servizio Geologico d'Italia, (1970) - Foglio 187 - Melfi, scala 1:100.000.

Servizio Geologico d'Italia (1992) - *Carta Geologica d'Italia - 1:50.000 Guida al Rilevamento*. Servizio Geologico Nazionale, Quaderni serie III, vol. 1, 203 pp.

Slejko D., Peruzza L. & Rebez A. (1998) - *Seismic hazard maps of Italy.* Annali di Geofisica, **41**, 183-214.

Sprovieri R. (1993) - *Pliocene-early Pleistocene astronomically forced planktonic foraminifera abundance fluctuations and chronology of Mediterranean calcareous plankton bio-events*. Riv. It. Paleontol. Strat., **99**, 371-414.

Sprovieri R., Bonomo S., Caruso A., Di Stefano A., Di Stefano E., Foresi L.M., Iaccarino S.M., Lirer F., Mazzei R. & Salvatorini G. (2002) - *An integrated calcareous plankton biostratigraphic scheme and biochronology for the Mediterranean Middle Miocene*. Riv. It. Paleontol. Strat., **108**, 337-353.

Stoppa F. (2003) - *Consensus and open questions about Italian CO_2-driven magma from the mantle.* Per. Mineral, Special Issue, **72**, 1-8.

Stoppa F. & Liù Y. (1995) - *Chemical composition and petrogenetic implications of apatites from some ultra-alkaline Italian rocks*. European Journ. Mineral., **7**, 391-402.

Stoppa F. & Lloyd F.E. (2002) - *CO_2 as the virtual propellant of carbonatitic conjugate pairs and the eruption of diatremic tuffisite*. EUROCARB (European Science Foundation Network on mantle carbon and carbon cycling) III Workshop, Italy Chieti, 7-10 june 2002, abstract volume, 77-81.

Stoppa F., Lloyd F.E. & Rosatelli G. (2003) - *CO_2 as the virtual propellant of carbonatite-kamafugite conjugate pairs and the eruption of diatremic tuffisite*. Periodico di Mineralogia, 72 Special Issue Eurocarb 2003.

Stoppa F. & Principe C. (1997) - *Eruption style and petrology of a new carbonatitic suite from the Mt. Vulture (Southern Italy): The Monticchio Lakes Formation*. Journ. Volcanol. Geotherm. Res., **78**, 251-265.

Stoppa F. & Rosatelli G. (2002) - G*uidebook to the field excursion to Mount Vulture* EUROCARB (European Science Foundation Network on mantle carbon and carbon cycling) III Workshop, Italy Chieti, 7-10 june 2002, 16 pp.

Summa R. (1986) - *Microperforazioni orizzontali per la captazione di falde idriche profonde*. Acque Sotterranee, **III**, Milano.

Tata D. (1778) - *Lettera sul Monte Vulture a Sua Eccellenza il Signor D. Guglielmo Hamilton dell'Abate Domenico Tata*. Stamperia Simoniana, Napoli.

Theodoridis S. (1984) - *Calcareous nannofossil biozonation of the Miocene and revision of the Helicoliths and Discoasters*. Utrecht Micropaleontol. Bull., **32**, 272 pp.

Torrente M.M. (1990) - *Folding and thrusting in the calcareo-silico-marnosa sequence (Lagonegro area, Southern Apennine).* Mem. Soc. Geol. It., **45**, 511-517.

Tozzi M., Menconi A. & Sciamanna S. (1996) - *Studio strutturale del Monte Bulgheria (Cilento meridionale) e sue implicazioni per la tettogenesi dell'Appennino campano*. Boll. Soc. Geol. It., **115**, 249-278.

Valensise G. & Pantosti D. (Editors) (2001) - *Database of potential sources for earthquakes larger than M 5.5 in Italy.* Annali di Geofisica, **44**.

Varnes D. J. (1978) - *Slope movement types and processes.* In: *Landslides: analysis and control trasportation.* Research Board, National Academy of Sciences, Special Report **176**, cap 2.

Vezzani L. (1968) - *Stratigrafia di terreni infra-mesopliocenici di Ruvo del Monte (Potenza)*. Boll. Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania, **9**, 3-41.

Villa I.M. (1986) - *Cronologia ^{39}Ar / ^{40}Ar del complesso vulcanico del Monte Vulture.* Rend. SIMP, **41**, 146-147.

Walker G.P.L., Hayashi J.N. & Self S. (1995) - *Travel of pyroclastic flows as transient waves: implications for the energy line concept and particle-concentration assessment.* J. Volcanol. Geotherm. Res., **66**, 265-282.

Westaway R. (1993) - *Quaternary Uplift of Southern Italy*. Journ. Geoph. Res., **98**, 21741-21772.

Wolley A.R., Bergman S.C., Edgar A.D., Le Bas M.J., Mitchell R.H., Rock N.M.S. & Scott Smith B.H. (1996) - *Classification of lamprophyres, lamproites, kimberlites and the kalsilitic, melilitic, and leucititic rocks.* Can. Mineral., **34**, 175-186.

Wood, A.W. (1981) -. *Extensional tectonics and the birth of the Lagonegro basin*. N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **161**, 93-131.

Zanzucchi G. (1959) - *Frane pleistoceniche nell'alta valle dell'Ofanto*. Boll. Serv. Geol. It., **80**, 203-208.

note_451_Melfi_09-12-15.indd 126 25/01/16 10:48

note_451_Melfi_09-12-15.indd 127 25/01/16 10:48

note_451_Melfi_09-12-15.indd 128 25/01/16 10:48