

Note geologiche geomorfologiche dell'area di Campo Felice

a cura di: **Allocca Carmine e Cianfanelli Valentina**

Salve a tutti gli zis ed agli altri lettori del nostro sito, sono Carmine, probabilmente avrete letto qualche altra relazione on-line sul nostro sito. Dovevo fare la relazione per M. Cornacchia e M. Puzzillo, parlando con Valentina ho saputo che lei aveva già fatto una relazione geologicamente molto dettagliata e approfondita; ero qui a tagliare parti e semplificare concetti, quando mi sono reso conto che probabilmente è molto meglio lasciare intatto quello che lei ha scritto e dare a tutti la possibilità di chiedere chiarimenti, anche perché ogni disciplina richiede i suoi termini per tecnici che siano, anche nella vita di tutti i giorni ognuno parla nella lingua del suo lavoro, probabilmente senza rendersi conto che chi non è del "mestiere" non capisce granché. Penso che il concetto che volevo esprimere a questo punto si sia capito, vi lascio alla relazione di Valentina invitandovi ancora una volta a chiedermi chiarimenti e delucidazioni, porterò con me anche una copia cartacea della relazione in escursione. Saluti Carmine.

1. Inquadramento geografico

La Piana di Campo Felice è situata in Abruzzo in provincia dell'Aquila e separa il gruppo del M. Velino, a SW, da quello del M. Ocre a NE. L'area ricade nella tavoletta IGM a scala 1:25.000, nel Foglio 145 (Avezzano) pubblicato nel 1934 e 146 (Sulmona) del 1942 della carta geologica d'Italia alla scala 1:100.000, nel Foglio 139 (l'Aquila) del 1955 alla scala 1:100.000 e nel foglio 359 (l'Aquila) della nuova carta geologica alla scala 1:50.000.

La Piana, allungata in direzione NW - SE per 8 km circa, è posta a quote comprese tra 1524 e 1600 m s.l.m., ed è bordata a NW dal M. Orsello, a NE dal M. Cefalone ad E da M. Rotondo, a SW dal rilievo del M. Puzzillo ed ad W dal M. Cornacchia (fig. 1)



Fig. 1 – Localizzazione geografica dell'area esaminata.

2. Inquadramento geologico

L'area posta a SW dell'Aquila e compresa tra Tornimparte, il M. Ocre ed il M. Velino appartiene al margine nord-orientale della piattaforma carbonatica laziale-abruzzese, nella zona di transizione verso il bacino umbro-marchigiano. I termini stratigrafici più antichi affioranti nell'area consistono nei *Calcarei ad Ellipsactinie*, dei *grainstones*-rudstones di margine del Malm – Neocomiano, riferibili ad una fase di retrogradazione dei margini legata a fattori biologici ed agli effetti delle fasi finali della tettonica distensiva giurassica (Colacicchi e Bigozzi, 1994). Tali termini affiorano ad W nelle zone di Castiglione e La Piaggio e nell'area di Lucoli.

Durante la fase di quiete tettonica del Cretacico inf., il controllo delle variazioni ambientali è legato quasi esclusivamente alle oscillazioni eustatiche. A causa di una fase di lowstand avvenuta nel Valanginiano – Hauteriviano, si assiste ad una parziale sovrapposizione nella zona di Lucoli di una successione ciclica di Calcari a fenestreae sulle facies marginali, legata a cicli di shallowing upward (Bigi et alii, 1995).

Nel Barremiano sup. – Aptiano inf. la risalita eustatica raggiunge il suo massimo livello. Tale fenomeno è osservabile nei settori centro-orientali a causa dell'impostazione sulle aree più interne della piattaforma (cima di M. Orsello e di M. Ocre) di facies prevalentemente bioclastiche (Bigi et alii, 1995).

A partire dall'Aptiano inf. avviene in tutto il dominio perimediterraneo un abbassamento del livello eustatico con conseguente formazione, nelle aree marginali, di paleosuoli (Colle Raponaglia) e paleocarsismo (M. Pizzole) e nelle aree interne di breccie eterometriche ed eterogenee spesse fino a 20 m. A tale fase di abbassamento, segue, nella parte media dell'Aptiano, una nuova fase trasgressiva che provoca la formazione di mudstones sottilmente stratificati ad andamento lenticolare che presentano spessori massimi di circa 20 m (Casamaina, M. Ocre) e che termina nell'Albiano inf. con la deposizione nelle aree orientali di una successione ciclica di laguna (Calcari di M. Orsello).

La successiva evoluzione paleoambientale è, dall'Albiano – Cenomaniano in poi, condizionata dalla tettonica sinsedimentaria, che provoca ulteriori smembramenti lungo l'originario margine della piattaforma liassica. Tra l'Albiano med. ed il Cenomaniano med. tutto il settore centro – meridionale dell'area in esame risulta emerso (Chiocchino et alii, 1989, 1994), l'insieme dei fattori tettonici, eustatici, vulcanici e climatici provoca la formazione del primo orizzonte bauxitico che nelle aree marginali termina lateralmente in facies biolitoclastiche estese, con alcune lacune stratigrafiche, dall'Aptiano al Turoniano (Bosi e Manfredini, 1967).

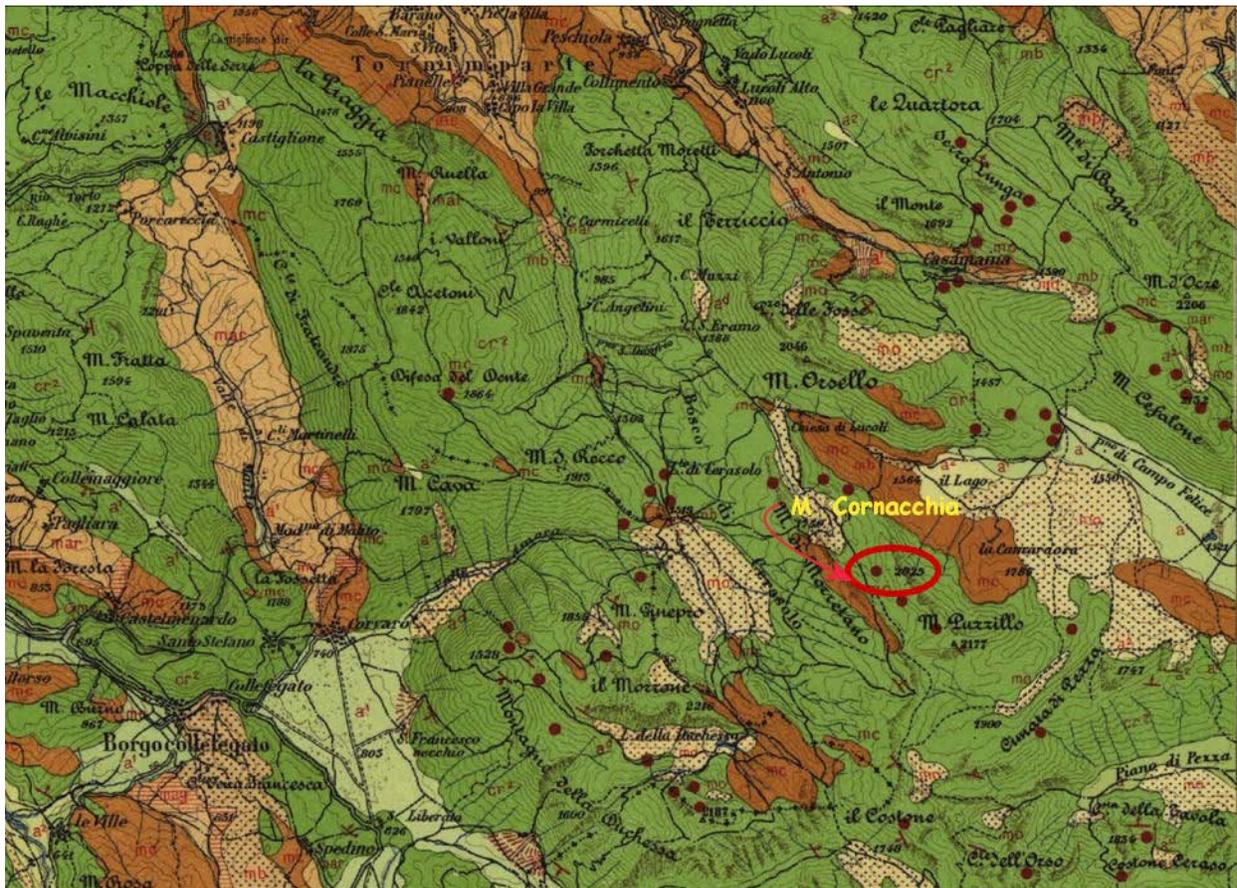
Le aree orientali sono nuovamente interessate da sedimentazione di acque basse (Calcari intrabauxitici) tra il Cenomaniano med. e quello sup. (ad eccezione dell'area di M. Cefalone, interessata fino al Turoniano inf. dalla lacuna con bauxiti) quando si osserva un secondo episodio bauxitico che si protrae sino al Turoniano.

Successivamente una nuova fase trasgressiva riporta gran parte dell'area in condizioni marine, con sviluppo di facies micritiche a Radiolitidi nelle zone interne e di facies bioclastiche a Radiolitidi ed Hippuritidi nelle aree marginali.

Le facies cenozoiche si impostano su di un substrato variamente articolato. Nei settori centro – settentrionali persistono ambienti con facies di transizione al bacino, in cui una sedimentazione condensata e lacunosa continua per tutto il Paleogene. I settori meridionali risultano invece caratterizzati dalla presenza di una lacuna stratigrafica che si protrae fino al Miocene inf.

A partire dal Tortoniano avviene un progressivo approfondimento degli ambienti deposizionali che provoca dapprima un aumento della componente terrigena ed in seguito alla deposizione di marne ed argille emipelagiche (Marne ad Orbulina).

Subito dopo l'area viene coinvolta in un dominio di avanfossa dove si depositano torbiditi silicoclastiche .



Carta geologica: Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000 foglio 145 Avezzano.
http://www.isprambiente.it/Media/carta_geologica_italia/tavoletta.asp?foglio=145

3.1 Evoluzione ed assetto strutturale

Tutta l'area esaminata è interessata dalla tettonica distensiva giurassica, cui fanno seguito durante il Cretacico e il Paleocene nuovi movimenti verticali, ai quali sono associati gli inarcamenti a largo raggio dei blocchi di piattaforma, con emersione e deposizione di bauxiti nelle parti più interne e rilevate. Nell'Eocene tali movimenti si accentuano e nelle parti più interne dei blocchi di piattaforma si manifesta l'estesa lacuna paleogenica.

Dal Messiniano sup. l'area risulta coinvolta nella strutturazione della catena appenninica attraverso una fase compressiva che, generando un edificio a thrusts, prosegue almeno sino al Pliocene inf. . Tale fase è seguita da una a carattere principalmente distensivo e da una trascorrente transtensiva (Bigi et alii, 1995).

Le direzioni dei principali elementi tettonici vanno da NW – SE (andamento appenninico) nella zona sud – orientale con una deviazione verso NNW – SSE e successivamente verso N – S nella zona nord – occidentale. Le strutture assumono nuovamente l'andamento appenninico spostandosi verso NW.

L'elemento strutturale principale a carattere compressivo è costituito dal sovrascorrimento che da M. Orsello, bordando tutto il fianco orientale della dorsale di M. Cefalone – m. Serralunga, prosegue verso SE fino ad Ovindoli e alla Serra di Celano (Galandini e Giraudi, 1989). Il sovrascorrimento risulta dislocato da faglie trasversali interpretabili come tear faults con asse a direzione SW-NE, probabilmente riattivate durante le successive fasi di tettonica distensiva. Esso sovrappone i termini calcarei cretacici a quelli più alti della successione miocenica pre-messiniana (Calcareniti a Briozoi e Marne ad Orbulina).

Dal Pliocene sup. al Pleistocene inf. si sviluppa una fase distensiva, connessa, a partire dal Pleistocene inf. , ad un generale e rapido sollevamento regionale.

L'orientazione delle principali faglie normali segue la direttrice appenninica, tali faglie sono responsabili dell'andamento attuale del paesaggio tipicamente costituito da *horst* e *graben* e della formazione dell'altopiano di Campo Felice, depressione di origine tettonico - carsica. I principali sistemi di faglie distensive sono localizzati lungo il versante meridionale di M. Cefalone - M. Serralunga - M. Rotondo e lungo quello Sud - occidentale di M. Orsello - M. Cornacchia - M. Puzzillo. Per la faglia presente lungo il versante meridionale di M. Cefalone (fig. 2) è stato ipotizzato un movimento recente a carattere trascorrente – transtensivo sinistro (Galandini e Giraudi, 1989) a causa della freschezza dello specchio di faglia, degli indicatori

cinematici sulla sua superficie e della presenza di una valle troncata e sospesa (Sella di Forcamiccia) localizzata nel footwall che indica la dislocazione di una paleovalle con drenaggio verso Campo Felice (Giraudi, 1998).



Figura 2 – Faglia distensiva presente lungo il versante meridionale del M. Cefalone e del M. Serralunga. È ben visibile lo specchio di faglia

3. Inquadramento geomorfologico

La piana di Campo Felice occupa parte di un bacino chiuso di origine tettonico-carsica, Nel complesso inclina dell'1-2% verso E – SE ed è circondata da versanti montuosi costituita da rocce carbonatiche meso-cenozoiche.

La morfologia dell'area investigata risulta caratterizzata dall'alternanza di aree pianeggianti e sub-pianeggianti formate dai sedimenti lacustri e dai conoidi, zone terrazzate dovute alla presenza di terrazzi lacustri ed infine da basse colline formate dai corpi morenici.

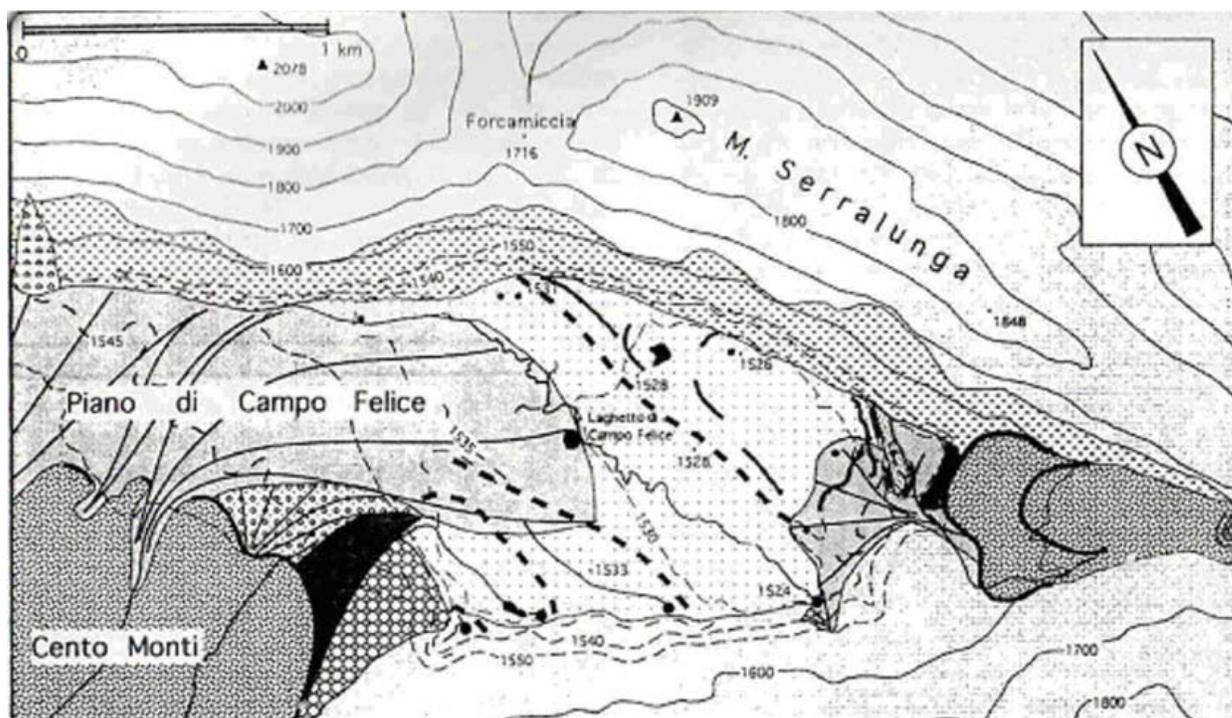


Figura 3 –Carta geologica della porzione orientale della Piana di Campo Felice. Le linee nere a tratteggio rappresentano gli spartiacque che delimitano i tre bacini, mentre i pallini neri gli inghiottitoi carsici. Immagine modificata da Giraudi (1998)

Il drenaggio della piana è di tipo endoreico, come evidenziato da Giraudi (1998) l'idrografia della piana è caratterizzata dalla presenza di tre piccoli bacini, separati tra loro da spartiacque (fig. 3), visibili chiaramente solo in occasione di eventi meteorologici eccezionali e dalla presenza di inghiottitoi carsici che permettono, insieme alla porosità dei sedimenti che compongono la piana, il deflusso dell'acqua meteorica e di quella dovuta allo scioglimento delle nevi invernali.

Non tutti gli inghiottitoi risultano visibili, in quanto coperti dai sedimenti dei conoidi o dagli inerti scaricati durante la costruzione del parcheggio al di sotto delle scivole di M. Rotondo. Dai lavori di Giraudi (1998, 2001) gli inghiottitoi principali risultano localizzati al margine

meridionale della piana al contatto tra la base del versante carbonatico ed i depositi lacustri, nella zona del Laghetto di Campo Felice, ed in località l'Inghiottitoio (fig. 4).

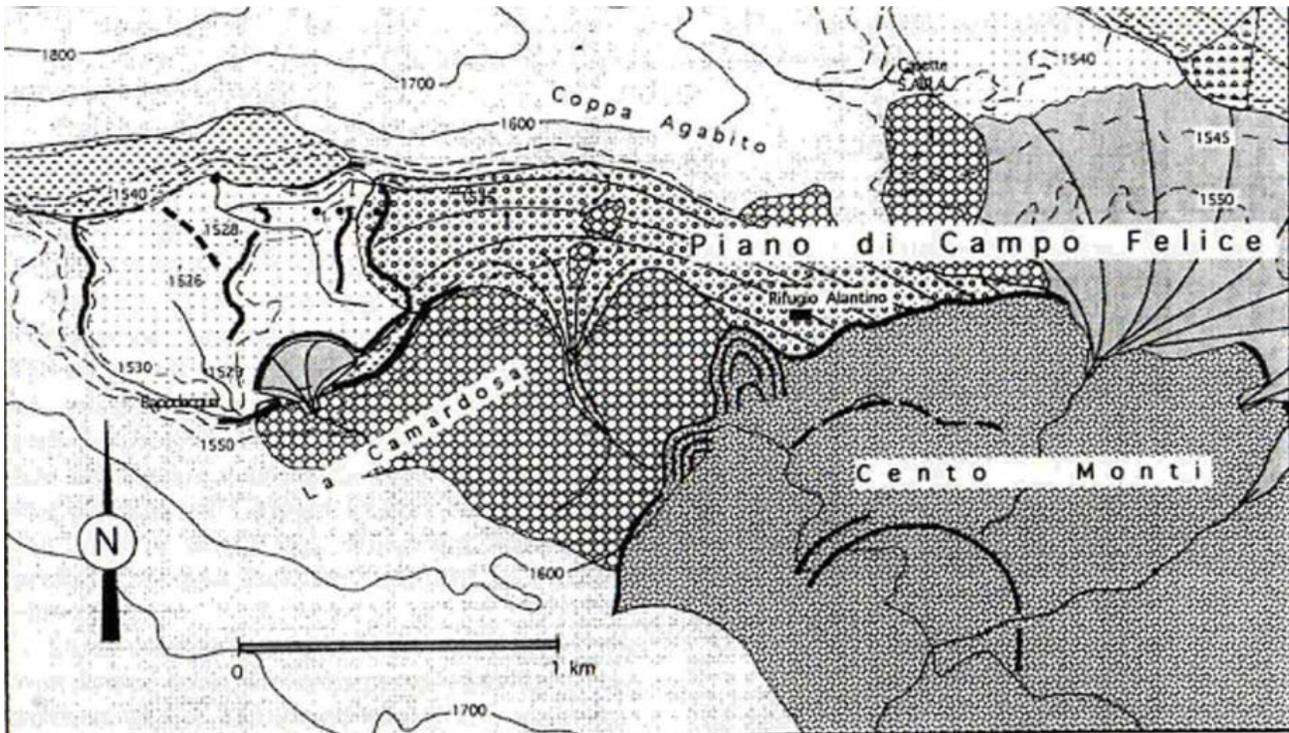


Figura 4 – Localizzazione degli inghiottitoi e delle linee spartiacque nell'area occidentale della Piana. Gli spartiacque sono rappresentati dalle linee nere a tratteggio mentre gli inghiottitoi attraverso i pallini neri. Immagine modificata da Giraudi (1998)

4. Metodi di indagine

La carta geomorfologica è stata realizzata attraverso l'interpretazione, usando la visione stereoscopica, di fotografie aeree relative a 3 voli differenti e rese disponibili dalla aerofototeca del Dipartimento di Scienze della Terra, dell'Università di Roma "La Sapienza":

a – volo G.A.I. (Gruppo Aeronautico Italiano) del 1954 (volo a bassa quota) alla scala nominale di 1:33000, con risoluzione a terra di 1 m;

b – volo ITALIA del 1988-89 (volo ad alta quota) alla scala nominale di 1:70000, con risoluzione a terra di 50 cm;

c – volo TERRA ITALY 2000 del 1999 alla scala nominale di 1:40000, di alta risoluzione.

Le foto dei primi due voli sono pancromatiche in bianco e nero, mentre le foto del volo TERRA ITALY 2000 sono pancromatiche a colori.

I dati, ottenuti attraverso il lavoro di fotointerpretazione, sono stati trasferiti su di uno stralcio di tavoletta dell'IGM alla scala di 1:25000 (fig. 5), usando simboli specifici e colori relativi ai diversi agenti morfogenetici e al loro stato di attività (colori chiari per i processi attivi e scuri per gli inattivi), facendo riferimento alla legenda fornita dal Servizio Geologico Nazionale per il rilevamento alla scala 1:50.000.

In merito allo stato di attività sono state considerate attive quelle forme che sono il risultato di processi in atto al momento della ripresa aerofotografica, mentre sono state considerate inattive le forme che sono il risultato di processi che a causa delle attuali condizioni morfoclimatiche non sono più attivi al momento delle ripresa aerofotografia e del rilevamento di campagna (Castiglioni, 2004). In particolare alcune di queste ultime forme possono essere considerate relitte, ad esempio le morene, poiché il cambiamento delle forze operanti nell'area è stato radicale. Oggi non esistono più ghiacciai in Appennino (eccezion fatta per il piccolo glacio-nevaio del Calderone), e le forme glaciali sono rimodellate da altri agenti esogeni.

Sono state riconosciute le seguenti forme:

- Forme e depositi di versante dovuti alla gravità
- Forme fluviali, fluvio-glaciali e di versante dovute al dilavamento
- Forme carsiche
- Forme glaciali
- Forme crionivali
- Depositi eolici
- Forme antropiche
- Unità fotogeologiche

Il lavoro svolto in laboratorio è stato inoltre integrato attraverso una uscita di campagna in data 29/05/2009 che ha permesso di verificare l'esattezza dei dati cartografati attraverso l'interpretazione delle foto aeree e, se necessario, di aggiornarli.



Figura 5 - Stralcio della carta IGM in scala 1:25000 utilizzata come base cartografica

5. Risultati e discussione dei dati

Si illustra qui di seguito la descrizione degli elementi riconosciuti dall'esame delle foto aeree e riportati nella carta geomorfologica allegata.

Forme e depositi di versante dovuti alla gravità

Tutte le forme ed i depositi dovuti alla gravità sono stati cartografati come attivi utilizzando un colore rosso brillante.

Falda di detrito. È un deposito che si forma a seguito della disgregazione di una parete rocciosa ad opera degli agenti esogeni. Per effetto della gravità i frammenti rocciosi che si

staccano dalla superficie cadono e si accumulano al piede del versante, formando una fascia di detrito (fig. 6).



Figura 6 - Falda di detrito al piede del versante del M. Cefalone

Le falde detritiche appaiono in foto con tono chiaro e tessitura granulare.

In carta sono ubicate lungo il versante S del M.te Cefalone, in prossimità dei circhi glaciali in località Colle del Nibbio, Punta dell’Azzocchio e in generale alla base degli acclivi versanti che delimitano l’anfiteatro della Valle del Puzzillo.

Cono di detrito: La genesi del cono di detrito è analoga a quella della falda, i frammenti rocciosi cadono all’interno di una rientranza, quale un canalone, che rappresenta il canale di alimentazione del cono (*Castiglioni, 2004*), e si depositano alla base del piede del versante formando un cono con angolo di riposo del materiale di circa 30°-35°.

Tali depositi sono presenti in carta sul versante S del M. Cefalone e del M. Serralunga. (fig. 7)



Figura 7 - Coni di detrito lungo il piede del M.te Cefalone

Corpo di frana da crollo: Consiste nel distacco di materiale roccioso da scarpate verticali o sub-verticali con caduta in aria libera, rimbalzo e/o rotolamento di blocchi alla base della scarpata dove si distribuisce l'accumulo (Cruden e Varnes, 1996). Le frane di questo tipo sono solitamente improvvise e caratterizzate da un'elevata velocità di caduta dei materiali coinvolti.

Il corpo di frana è localizzato ad W di Punta dell'Azzocchio, nell'anfiteatro della Valle del Puzzillo (fig. 8)



Figura 8 – Frana per crollo in roccia nell'anfiteatro della Valle del Puzzilla

Deformazione gravitativa profonda di versante: Le D.G.P.V. sono fenomeni di tipo gravitativo che interessano interi versanti e che evolvono molto lentamente (*Panizza, 2005*). La loro caratteristica principale è l'assenza di una superficie di scivolamento continua e la presenza, in profondità, di deformazioni che si esplicano attraverso microfratturazioni dell'ammasso roccioso.

In campagna il corpo presenta un profilo convesso verso l'alto ed è bordato da una scarpata che in pianta risulta circa circolare. La direzione della superficie di scivolamento, nella D.G.P.V. rilevata risulta parallela a quella della faglia che borda il M. Cefalone ed il M. Serralunga.

Questo tipo di movimento è stato rilevato in zona "I Rintorteri" (versante SW del M. Cefalone) lungo la strada proveniente dal casello autostradale di Tornimparte e risulta attivo a causa della forte presenza di detrito nei canali laterali (fig. 9)



Figura 9 - Deformazione gravitativa profonda di versante in località “I Rintorteri”

Forme fluviali, fluvio-glaciali e di versante dovute al dilavamento

Tali forme in carta sono state rappresentate utilizzando differenti sfumature del colore verde in base al loro stato di attività.

Debris flow: le colate di detrito (*debris flow*) sono un tipo di frana nelle quali il contenuto d'acqua è molto rilevante. In seguito a piogge intense e brevi il materiale detritico che precedentemente si è accumulato nel canale per erosione del versante, si mobilizza lungo il pendio. I *debris flow* sono formati da canali di scorrimento e da coni di deiezioni che presentano angoli di riposo inferiori a 30° (fig. 10). Il movimento del materiale è di tipo molto rapido.

Le colate sono state cartografate lungo il versante S del M. Cefalone.



Figura 10 - Debris flow. Risulta evidente il canale di scorrimento ed il corpo di accumulo con la caratteristica forma a ventaglio. La parte frontale del corpo di accumulo è caratterizzata dalla presenza di una cava

Conoide fluvio-glaciale: I conoidi sono stati riconosciuti e cartografati sfruttando l'esagerazione verticale delle fotografie aeree, poiché in campagna presentano inclinazioni talmente blande che difficilmente possono essere percepite ad occhio nudo (fig. 11). In foto sono riconoscibili grazie alla loro tipica forma a ventaglio.

A monte di alcuni di questi è possibile osservare la presenza di scaricatori fluvio-glaciali, canali nei quali scorreva l'acqua derivata dallo scioglimento di ghiaccio e neve e responsabile del trasporto dei sedimenti principalmente ghiaioso-sabbiosi (Giraudi, 1998).

Queste forme sono state riconosciute nella Piana in prossimità dell'apparato morenico in località "I Cento Monti", in località "Fosso Camardosa" dove è stato possibile cartografare anche gli scaricatori fluvio-glaciali e vicino alla zona degli impianti sciistici.

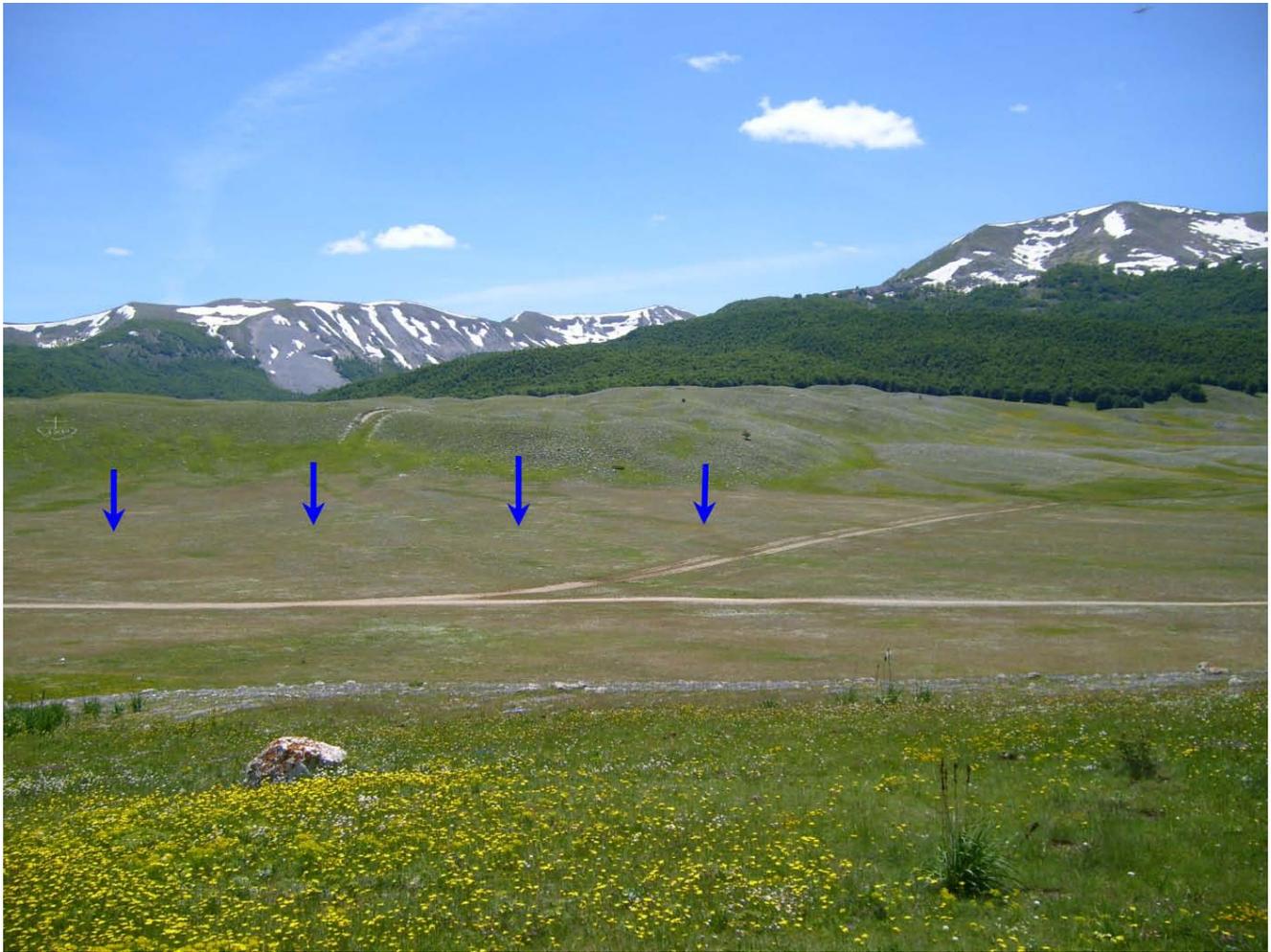


Figura 11 - Porzione del conoide fluvio-glaciale in località "I Cento Monti"

Forme carsiche

Queste forme sono state cartografate utilizzando il colore arancione.

Dolina: La dolina è una conca chiusa che si genera in presenza di formazioni calcaree a causa della dissoluzione del carbonato e nella quale l'acqua viene assorbita attraverso vie sotterranee (*Castiglioni, 2004*) Rappresenta la forma tipica del paesaggio carsico. La genesi delle doline cartografate nell'area esaminata è varia: vi sono doline di soluzione normale, doline glacio-carsiche e doline termo-carsiche. Le doline di soluzione normale si originano per dissoluzione della roccia da parte dell'acqua di ruscellamento superficiale in movimento centripeto, verso un punto assorbente che diventa il centro di una forma chiusa che si approfondisce sempre più (*Castiglioni, 2004*).

Doline sono state riconosciute in corrispondenza dell'apparato morenico de "I Cento Monti", in località "Fossa del Puzzillo" e sul versante di "Punta d'Azzocchio".

Le doline glacio-carsiche derivano invece dall'azione combinata delle acque formatesi in seguito allo scioglimento di un ghiacciaio e anche dall'attacco chimico dell'acqua sul substrato calcareo quando vi era ancora ghiaccio in sito. In carta è presente una sola dolina glacio-carsica in località "Fossa del Puzzillo" che presenta notevoli dimensioni (fig. 12)

Le doline termo-clastiche: infine si formano sui corpi morenici in seguito allo scioglimento del ghiaccio morto ed all'alternarsi di processi di fusione e ricongelamento.

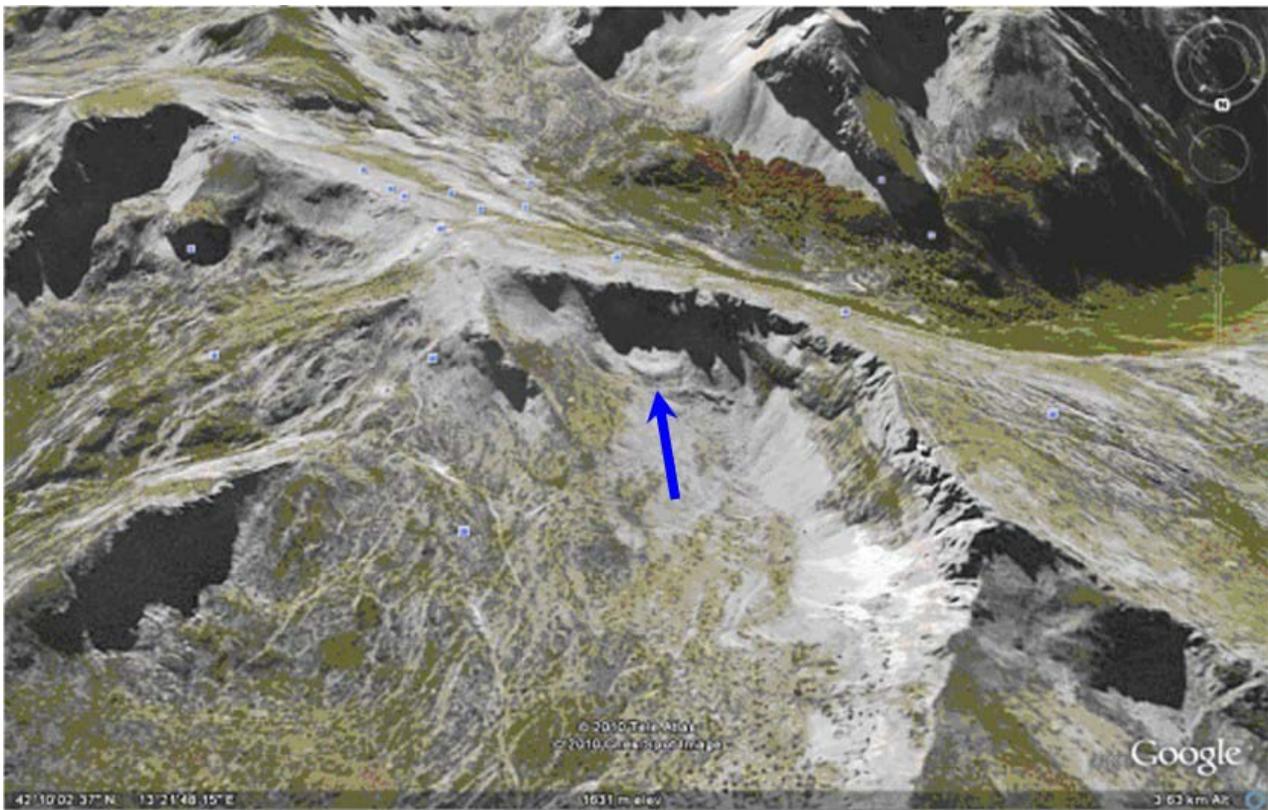


Figura 12 - Dolina glacio-carsica in località "Fossa del Puzzillo". Immagine satellitare da Google Earth

Polje: è una forma carsica chiusa molto estesa situata in una depressione tettonica. Presenta un fondo piano e versanti relativamente ripidi. Il polje di Campo Felice è occupato in parte sia dai depositi morenici sia dai grandi conoidi. Le zone, situate a S del M. Orsello, tra il M. Cefalone e Miniera di Bauxite e in località Laghetto di Campo Felice (fig. 13), possono essere considerate come porzioni ancora attive poiché il fondo viene allagato stagionalmente, a

causa del mancato smaltimento da parte degli inghiottitoi carsici dell'acqua meteorica e di scioglimento delle nevi che affluisce nel bacino.



Figura 13 - Laghetto in zona "L'Inghiottitoio". Questo lago è stagionale e legato all'intensità delle precipitazioni ed allo scioglimento delle nevi

Forme glaciali

Cartografate utilizzando varie sfumature di viola.

Circo glaciale: È una nicchia scavata nei fianchi di un rilievo montuoso ad opera dell'azione di un corpo glaciale. Si presenta come un grande semicerchio con versanti ripidi coperti da detrito.

I circhi glaciali sono stati rilevati nella parte meridionale della piana di Campo Felice, sui rilievi di M. Puzillo, Colle del Nibbio e Punta dell'Azzocchio (fig. 14)



Figura 14 - Circo glaciale in località “Costone della Cerasa”. È ben evidente la caratteristica morfologia a semicerchio con pareti ripide e presenza di detrito

Depositi morenici: le morene sono costituite da materiali depositi direttamente dai ghiacciai e provenienti dalla disgregazione delle pareti del circo glaciale. Sono costituite da elementi eterometrici e di solito non presentano stratificazione. L'apparato morenico principale cartografato è quello in località “I Cento Monti” (fig. 15), è di tipo frontale ed è stato suddiviso in cinque differenti ordini (in base al diverso colore ed alla tessitura) che rappresentano diverse fasi di espansione del ghiacciaio. Si tratta del più vasto accumulo esistente in tutta l'area del Velino-Sirente, ha una lunghezza di 3,5 km e una larghezza di circa 1,5 km (*Corda et alii, 1986*). Ad originare questo deposito è stato un grande ghiacciaio che percorreva la Valle del Puzzillo e che dovette raggiungere quasi 7 km di lunghezza. Sul terreno la morfologia del corpo morenico risulta caratterizzata dalla presenza di numerosi dossi separati da alcune incisioni o da piccole doline (*hummocky morain*) .

Un altro corpo morenico è stato cartografato nel settore di SE della piana, ed è il risultato dell'attività passata di una corta lingua proveniente dalle creste di Colle del Nibbio e del M. Rotondo.



Figura 15 - Zona ad *hummocky morain* in località "I Cento Monti"

Forme crionivali

Cartografate utilizzando il colore blu.

Vallecole a fondo piatto: Le vallecole a fondo piatto si formano in seguito a processi di geliflusso. In questo movimento di massa lento, durante il disgelo, lo strato più superficiale di suolo, completamente imbevuto d'acqua, scivola lungo un pendio. Nell'area esaminata le vallecole a fondo piatto sono localizzate tra il limite della vegetazione e la piana, collocate nella porzione posta a SE e SW rispetto alla piana di Campo Felice.

Nivomorena: Si tratta di un cordone detritico allungato parallelamente alla base di un versante e formatosi a seguito dello scivolamento del detrito eterometrico proveniente dal versante stesso sulla neve indurita dal freddo.

Nell'area in esame è stato cartografato uno solo deposito ubicato al piede del versante del M.te Orsello (fig. 16)



Figura 16 - Nivomoraena alla base del M.te Orsello. Alcuni blocchi di detrito riescono a scivolare sulla neve fino in mezzo alla piana e rimangono successivamente isolati nel momento in cui questa si scioglie

Forme eoliche

Raffigurate in carta usando il color turchese.

Loess: È un deposito eolico costituito in prevalenza da materiale limoso-argilloso con ossidi di ferro e miche (*Giraudi, 1998*). Risulta di colore rossastro ed ha un comportamento, se lavorato con le mani, di tipo plastico (fig.17).

Questo deposito compare in una piccola porzione della Piana in località “I Cento Monti” ed è stato cartografato attraverso il rilievo di campagna.



Figura 17 - Deposito di loess in località "I Cento Monti"

Forme antropiche

Rappresentate con il colore nero.

Reti da neve: Le reti sono opere di protezione elastiche realizzate di solito in funi di acciaio utili per la difesa dalle valanghe e per la stabilizzazione del manto nevoso nelle zone di possibile distacco.

Sono state cartografate in corrispondenza del M. Rotondo (fig.18).



Figura 18 - Impianto di reti da neve sul fianco del M.te Rotondo

7. Conclusioni

L'evoluzione geomorfologica della Piana di Campo Felice risulta influenzata da diversi agenti morfogenetici quali l'azione delle acque meteoriche, del vento, dei ghiacciai, della neve, della gravità e, recentemente, anche dell'uomo.

Non tutte le forme cartografate risultano ancora attive in quante le condizioni climatiche sono notevolmente cambiate dal Pleistocene ad oggi.

Essendo le forme attive quelle *“che risultano in evoluzione al momento del rilevamento o non in atto a quell'epoca, ma ricorrenti a ciclo breve”*; e quelle inattive *“forme riferibili a condizioni morfoclimatiche diverse dalle attuali o che, pur essendo prodotte nell'attuale sistema morfoclimatico, sono state stabilizzate per intervento antropico e quindi rese di fatto inattive”* (Panizza, 2005), è possibile classificare come ancora attive, le forme relative ai

processi dovuti alla gravità (per esempio la D.G.P.V ed i coni di detrito), ai processi legati alla dissoluzione dei carbonati (doline di dissoluzione e parti ancora attive del polje), a quelli legati alle acque superficiali che scorrendo lungo i versanti generano fenomeni di *debris flow* ed infine le forme legate alla tettonica che di recente ha interessato questa zona.

Tra le forme inattive ci sono quelle associate al glacialismo pleistocenico, che ha portato alla formazione dei circhi glaciali, dei conoidi fluvio-glaciali e dei depositi morenici ed inoltre alcune forme carsiche.

Per quanto possibile si è cercato di attribuire una cronologia ai depositi e di ricostruire l'evoluzione paleoambientale dell'area, caratterizzata prima dalla presenza dei ghiacciai e successivamente all'Ultimo Massimo Glaciale dalla presenza di specchi lacustri caratterizzati da periodi di stazionamento del livello alternati a periodi di oscillazione, anche in relazione all'attività degli inghiottitoi carsici.

8. Bibliografia

Bigi S., Capotorti F., Centamore E. e Fumanti F. (1995) – *Caratteri geologico – strutturali dell'area compresa tra Tornimparte ed i Monti d'Ocre (Appennino centrale, Italia)*. Studi Geol. Camerti, Vol. Spec. 1995/2, pp. 87-94.

Bosi C. e Manfredini M. (1967) – *Osservazioni geologiche sulla zona di Campo Felice*. Mem. Soc. Geol. It., 6, pp. 245-267.

Cassoli A., Corda L., Lodoli C., Malatesta A., Molarono M. V. e Ruggeri A. (1986) – *Il glacialismo quaternario del gruppo Velino-Ocre-Sirente*. Mem. Soc. Geol. It., 35, pp. 855-867, 5 ff.

Castiglioni G.B. (2004) – *Geomorfologia*. Seconda edizione. Utet

Chiocchini M., Mancinelli A. e Romano A. (1989) – *The gaps in the Middle – Upper Cretaceous carbonate series of the Southern Appennines, Abruzzi and Campania Regions, Italy*. Geobios, mem. spec. 11, pp. 133-149.

Chiocchini M., Farinacci A., Mancinelli A., Molinari V. e Potetti M. (1994) – *Biostratigrafia a foraminiferi, dasycladali e calpionelle delle successioni carbonatiche mesozoiche dell'Appennino centrale (Italia)*. Studi Geol. Camerti, Vol. Spec., 1994, "Biostratigrafia dell'Italia centrale" pp. 9-128.

Colacicchi R. e Bigozzi A. (1994) – *Stratigrafia ad eventi e rapporti tra piattaforme e bacini. Geologia delle aree di avampaese*. Riassunti del 77° Congresso Nazionale S.G.I.

Cruden D.M. & Varnes D.J. (1996) - *Landslides Types and Processes. Landslides: Investigation and Mitigation*. In Turner A.K. & Schuster R.L. (Eds.) Transportation Research Board Special Report 247. National Academy Press, WA, 36-75.

Galandini F. e Giraudi C. (1989) – *La zona di Ovindoli – Piano di Pezza*. In "Elementi di tettonica Pliocenico – Quaternaria ed indizi di sismicità olocenica nell'appennino laziale - abruzzese" , Guida all'escursione, Roma 31/5 – 2/6/1989.

Giraudi C. (1998) – *The late Quaternary geologic evolution of Campo Felice (Abruzzo, central Italy)*. Giornale di Geologia, serie 3, vol. 60, pp. 67-82.

Giraudi C. (2001) – *Nuovi dati sull'evoluzione tardo-pleistocenica ed olocenica di Campo Felice (l'Aquila - Abruzzo)*. Il Quaternario, Italian Journal of Quaternary Sciences, 14(1), pp. 47-54.

Panizza M. (2005) – *Manuale di geomorfologia applicata*. Franco Angeli editore, pp. 530

Pescatore T. e Cocco E. (1965) – *Le arenarie del lago del Salto. Strutture sedimentarie e granulometrie*. Boll. Soc. Natural. In Napoli, 74, pp. 115-132

Servizio Geologico Nazionale – *Carta geomorfologica d'Italia 1.50.000* – *Guida al rilevamento*. Quaderni, serie III, n° 4, Istituto Poligrafico e Zecca dello Stato