



Comune di  
**Pavullo nel Frignano**  
Provincia di Modena

# PSC

Piano Strutturale Comunale  
L.R. 20/2000

Quadro Conoscitivo - QC.B.ALL.1

## **SCHEDE DI CENSIMENTO DEI BENI GEOLOGICI**

Adozione: D.C.C. n.46 del 24/7/2008

Approvazione: D.C.C. n.....del .././.....

Il sindaco:

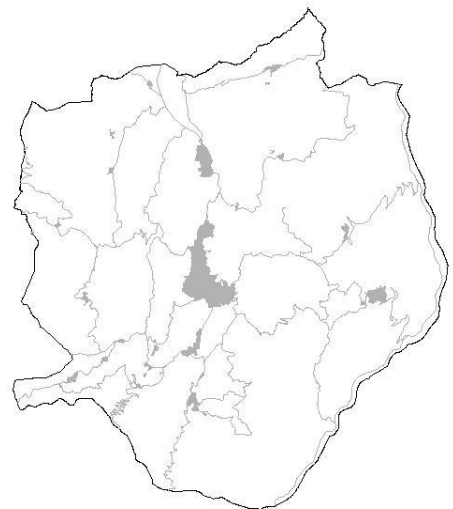
Sig. Romano Canovi

Il segretario generale:

Dott. Giampaolo Giovanelli

Responsabile dell'elaborato:

Dott.Geol. Fabrizio Anderlini



## **GRUPPO DI LAVORO**

Coordinamento comunale

*arch. Grazia De Luca - responsabile dell'Ufficio di Piano Comunale*

*Ufficio di Piano - geom. Ivan Fiorentini, Laila Picchiotti*

Consulente generale per il PSC: **tecnicoop**

*arch. Rudi Fallaci - arch. Carlo Santacroce - dott. agr. Fabio Tunioli*

*arch. Giulio Verdini - cartografia: Andrea Franceschini*

Consulenti per le zone agricole:

*dott. agr. Alessandra Furlani - dott. agr. Maurizio Pirazzoli*

Consulente per le aree boscate:

*dott. for. Paolo Vincenzo Filetto*

Consulenti per gli aspetti geologici:

*dott. geol. Valeriano Franchi - dott. geol. Fabrizio Anderlini*

Consulente per la zonizzazione acustica:

*dott. Carlo Odorici*

Ricognizione storico-culturale del sistema insediativo rurale:

*dott. Claudia Chiodi*

**ALLEGATO N. 1 – BENI GEOLOGICI E  
GEOMORFOLOGICI**

## INDICE

<i>Beni geologici e geomorfologici</i>	<i>Pag. 4</i>
<i>Fruibilità dei geotopi</i>	<i>Pag. 5</i>
<i>Bibliografia</i>	<i>Pag. 6</i>
<i>Schede dei beni</i>	<i>Pag. 7</i>
<i>Scheda n. 1 – Il granito di “Casa Castiglioni”</i>	<i>Pag. 8</i>
<i>Scheda n. 2 – Le pieghe simili nelle Argille Varicolori di Cassio del Rio Camorano</i>	<i>Pag. 11</i>
<i>Scheda n. 3 – La struttura tettonica delle Argille a Palombini presso Ponte Samone</i>	<i>Pag. 13</i>
<i>Scheda n. 4 – L’affioramento del membro di Rio Giordano (Formazione di Loiano)</i>	
<i>località tipo</i>	<i>Pag. 15</i>
<i>Scheda n. 5 – Le sorgenti solfuree</i>	<i>Pag. 17</i>
<i>Scheda n. 6 – La grotta delle Capre</i>	<i>Pag. 19</i>
<i>Scheda n. 7 – Gli affioramento del Membro di Montecuccolo (Formazione di Pantano)</i>	
<i>nella località tipo e il passaggio stratigrafico tra la formazione di</i>	
<i>Contignano e la Formazione di Pantano</i>	<i>Pag. 23</i>
<i>Scheda n. 8-9 – La conca di San Pellegrino di Pavullo e la torbiera</i>	<i>Pag. 26</i>
<i>Scheda n. 10 – L’area carsica della zona di Sassoguidano, Sassomassiccio, Verica,</i>	
<i>Montefolignano</i>	<i>Pag. 30</i>
<i>Scheda n. 11 – L’affioramento di Arenarie di Scabiazza, presso M. Mazzano</i>	<i>Pag. 34</i>
<i>Scheda n. 12 – Gli affioramenti del Membro di Sassoguidano della Formazione di</i>	
<i>Pantano, località tipo</i>	<i>Pag. 36</i>
<i>Scheda n. 13 – La “Piramide” di Giato</i>	<i>Pag. 39</i>
<i>Scheda n. 14 – L’ofiolite di Val di Sasso</i>	<i>Pag. 41</i>
<i>Scheda n. 15 – L’ofiolite di Sasso Cerpano</i>	<i>Pag. 44</i>
<i>Scheda n. 16-17 – L’ofiolite e l’idrotermalite di Sasso Puzзино</i>	<i>Pag. 47</i>

<i>Scheda n. 18 – Il plagiograno di Rio San Michele</i>	<i>Pag. 53</i>
<i>Scheda n. 19 – La breccia di Sasso Rosso</i>	<i>Pag. 56</i>
<i>Scheda n. 20 – Le faglie mesoscopiche di Sassoguidano</i>	<i>Pag. 58</i>
<i>Scheda n. 21 – La Faglia di Niviano</i>	<i>Pag. 61</i>

## **BENI GEOLOGICI E GEOMORFOLOGICI**

Nel processo di pianificazione territoriale che si è in procinto di implementare con in Piano Strutturale Comunale (PSC) del Comune di Pavullo nel Frignano, molta importanza rivestono i nuovi parametri di giudizio dell'ambiente e del territorio; tra questi elementi una importanza sicuramente primaria rivestono i beni naturali e, in particolare, i beni geologici e geomorfologici. Questi ultimi possono essere definiti come elementi geologici presenti sul territorio ai quali è possibile attribuire un valore scientifico (Panizza & Piacente, 1999): in tal caso tali elementi prendono il nome di *geotopi*. A loro volta i geotopi possono essere resi fruibili, ad esempio attraverso percorsi didattici, itinerari naturalistici, eventi culturali: in tal caso il geotopo è da considerarsi una risorsa ed un arricchimento per tutta la comunità.

Nel territorio comunale di Pavullo sono presenti numerosi esempi di geotopi, alcuni noti da anni, altri sono stati individuati solo recentemente, attraverso l'acquisizione di nuove conoscenze scientifiche. In particolare sono stati considerati i geotopi individuati dalla pubblicazione del 1999 "I beni geologici della Provincia di Modena", edita per i tipi di Artioli, Modena, ai quali sono state aggiunti due geotopi.

L'approccio metodologico, desunto da tale pubblicazione, per l'individuazione di beni geologici esula da metodi di valutazione esclusivamente paesaggistici, culturali o economici, che possono variare nel tempo, ma utilizza soprattutto un criterio scientifico per la valutazione dei beni, unico ad offrire elementi oggettivi e duraturi. Alcuni dei beni individuati, infatti, dal punto di vista paesaggistico o culturale rivestono un scarso significato, a volte addirittura negativo (ad esempio un fronte di cava), mentre dal punto di vista scientifico possono avere un notevole pregio. E' quindi il criterio scientifico che attribuisce un valore ad un elemento geologico, mutandolo in geotopo.

Sul territorio in esame sono stati individuati almeno 21 geotopi significativi, la maggior parte dei quali desunti dalla pubblicazione summenzionata, ed alcuni sono invece tratti da considerazioni effettuate in altre pubblicazioni. Per tutti i geotopi è stata approntata una scheda esplicativa, contenente la descrizione dell'affioramento, la pubblicazione da cui è stata tratta, la bibliografia per effettuare ulteriori approfondimenti sull'argomento e la documentazione fotografica o cartografica. Ogni affioramento è stato visitato preliminarmente, allo scopo di verificare effettivamente se il bene in oggetto risulta ancora significativo.

Ai beni geologici individuati sono stati aggiunti altri affioramenti, quali località fossilifere (dalla carta geologica), oppure sono stati meglio definiti alcuni beni descritti nelle schede quali grotte, doline e lo pseudopolje della conca di Pavullo (sempre dalla carta geomorfologica). Il tutto è stato cartografato nella “Carta dei Beni Geologici e Geomorfologici”.

### **FRUIBILITÀ DEI GEOTOPI**

L’individuazione dei geotopi, a livello di quadro conoscitivo, deve essere uno strumento di base per la successiva pianificazione territoriale. In particolare, lungi dall’essere un mero e sterile elenco di località, i beni geologici devono essere valorizzati, sia attraverso una loro tutela, sia con una ampia e diffusa fruibilità: infatti un bene sottoposto a tutela, che però non può essere fruito dai cittadini, non ha nessun significato.

Una eventuale tutela, in specifico, non deve rappresentare un ostacolo allo sviluppo economico delle aree interessate, ma invece deve essere considerato un valore aggiunto su un territorio, un elemento di pregio che va ad arricchire e non ad impoverire. Sotto questa ottica la tutela deve essere accompagnata dalla fruibilità di un geotopo: è auspicabile, quindi, che vengano implementati dei percorsi “geologici”, da integrare con gli altri elementi di interesse presenti sul territorio (storici e naturalistici), in modo da realizzare dei veri e propri itinerari didattici, divulgativi, turistici.

Per rendere fruibili i geotopi occorrerà anche provvedere all’abbattimento di alcune inaccessibilità riscontrate in campagna: in particolare, soprattutto per i beni più nascosti e di difficile individuazione (es: la grotta delle Capre presso Monzone), occorrerà provvedere alla loro messa in evidenza, con segnali indicatori, cartelli esplicativi, o quant’altro si renda necessario per un facile raggiungimento ed una fruizione il più ampio possibile.

A tal riguardo occorre però fare una distinzione tra beni immediatamente fruibili (magari con cartellonistica esplicativa, guide, brochure) e geotopi invece caratterizzati da una forte specificità scientifica che ne rende difficile la fruizione a persone prive di conoscenze specialistiche. In quest’ultimo caso occorrerà prevedere visite guidate, da effettuarsi con personale specializzato ma che sia in grado di illustrare in modo semplice e con termini non specialistici il bene in oggetto.

**BIBLIOGRAFIA**

AA.VV. (1999) – *I beni geologici della Provincia di Modena*. Artioli Editore, Modena.

Panizza M. & Piacente S. (1999) – *Il Concetto di “bene” nel paesaggio fisico*. In: “I beni geologici della Provincia di Modena”, Artioli Editore, Modena.



**SCHEDE DEI GEOTOPI**

## **SCHEDA N. 1**

### IL “GRANITO” DI CASA CASTIGLIONI

(estratto da Capedri & Lugli, 1999)

I "graniti", che sono associati alle ofioliti, rappresentano frammenti della crosta continentale di età ercinica entro la quale si aprì il bacino della Tetide; formano rari ammassi di modeste dimensioni. In territorio modenese sono presenti solo due ammassi, che affiorano a Casa Castiglioni e a Ca' di Micco, lungo la Fondovalle Panaro sul fianco sinistro della Valle del Panaro presso Ponte Samone. Il primo, il più voluminoso dei due, forma una collinetta che emerge dalle argille alloctone, ricoperta da bosco ed è costituito da rocce fortemente tettonizzate (cataclasiti) a grana media, di colore biancastro chiazzato di rosso o colorato in verde. L'osservazione microscopica evidenzia che si tratta di in verità di tonalite, cioè di roccia composta da plagioclasio albitico (An % = 0.5) torbido come fase prevalente, da quarzo ricco d'inclusioni fluide e presente per oltre il 20% in volume, da microclino, non sempre presente e in ogni modo nettamente subordinato, per volume, al plagioclasio, da biotite, parzialmente sostituita da clorite riferibile a pychnochlorite, titanine e rara pistacite, e dagli accessori: granato di tipo almandino, muscovite, apatite e zirconio. Anche l'affioramento di Ca' di Micco, poco distante da quello di Casa Castiglione, è costituito da cataclasite tonalitica con granato accessorio. La presenza di granato e la composizione tonalitica dei due affioramenti, li differenzia dalla maggior parte dei "graniti" delle associazioni ofiolitiche appenniniche, che hanno composizione granodioritica e subordinatamente granitica, e sono privi di granato.

Anche gli ammassi tonalitici di Casa Castiglione e di Ca' di Micco, durante l'orogenesi appenninica, furono trasportati, assieme alle rocce della crosta oceanica tetidea sul continente, e durante tale trasporto subirono deformazioni meccaniche anche molto intense che cancellarono più o meno completamente le caratteristiche geometriche e mineralogiche delle rocce originarie, che furo-

no frantumate minutamente e successivamente cementate da parte soprattutto d'albite limpida e quarzo, e in minor misura da parte di carbonati. Si generano così le litologie cataclastiche che osserviamo attualmente.

Il "granito" di Casa Castiglioni presenta un notevole interesse, in quanto costituisce un "testimone" della crosta continentale ercinica che si aprì permettendo lo sviluppo dell'oceano tetideo, al quale è connesso il magmatismo ofiolitico.

#### Bibliografia

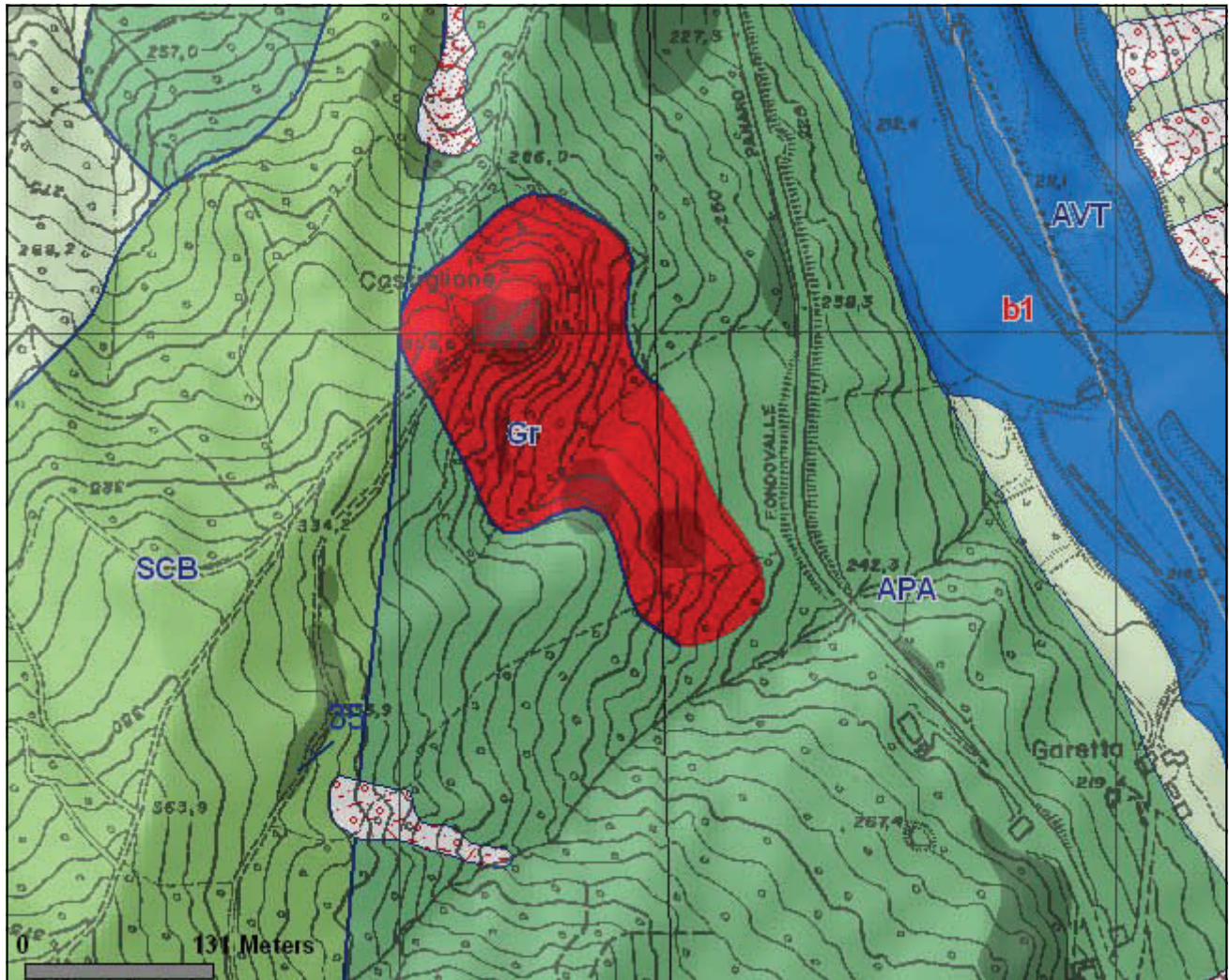
Capedri S. & Lugli S. (1999) - *Il "granito" di Casa Castiglione*. In: "I beni geologici della Provincia di Modena", Artioli Editore, Modena.

Bertolani M. (1945) - *Contributo alla conoscenza della formazione ofiolitica appenninica. Graniti erratici dell'Appennino modenese*. Atti Soc. Nat. Mat. Modena, 76, 22-39.

Bertolani M. & Capedri S. (1966) - *Le Ofioliti nelle province di Modena e Reggio Emilia*. Atti Soc. Nat. Mat. Modena, 97, 121-170.

Bertolani M., Capedri S. & Ligabue G. (1963) - *Le ofioliti della Valle dello Scoltenna (Appennino modenese)*. Mem. Soc. Geol. It., 4, 1-20.

Bonatti S. (1933) - *Studio petrografico dei graniti della formazione ofiolitica appenninica*. Boll. R. Uff. Geol. d'Italia, 58.



L'affioramento del "granito" di Casa Castiglione (in rosso), tratto dalla Carta Geologica della Regione Emilia-Romagna.

## **SCHEDA N. 2**

### **LE PIEGHE SIMILI NELLE ARGILLE VARICOLORI DI CASSIO DEL RIO CAMORANO**

(estratto da Bettelli, 1999)

L'affioramento corrisponde ad un'area di cava per materiali ceramici da tempo abbandonata, ubicata sul versante destro del Rio Camorano, a nord di Villa Bibone (Castagneto). La freschezza e l'ampiezza dell'affioramento permettono di avere una buona documentazione relativa alle strutture deformative delle Argille Varicolori di Cassio, in uno stadio in cui è ancora mantenuta la coerenza. Sono osservabili pieghe decametriche simili, di tipo isoclinale, con strutture di sfondamento e di espulsione dei nuclei delle pieghe, formati da argille rosse che denotano un comportamento molto duttile.



Affioramento delle Argille Varicolori presso l'area di cava abbandonata, a nord di Villa Bibone. Si osserva la pseudo stratificazione derivante dall'intensa tettonizzazione della formazione.

### Bibliografia

Bettelli (1999) - *Le pieghe simili nella Argille Varicolori di Cassio del Rio Camorano*. In: “I beni geologici della Provincia di Modena”, Artioli Editore, Modena.

Bettelli G., Panini F. & Pizziolo M. (eds. - 2002) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala a:50.000 - Foglio 236 - “Pavullo nel Frignano”*. Servizio Geologico d'Italia - Regione Emilia-Romagna, Selca srl, Firenze, 165 pp.

Bettelli G. & Panini F. (1992) – *Introduzione alla geologia del settore sud-orientale dell'Appennino emiliano*. In: Autori Vari “76° riunione estiva della Soc. Geol. It. <L'Appennino settentrionale>: guida alle escursioni post-congresso”. Soc. Geol. It., Centro Duplicazione Offset, Firenze.



Particolare dell'affioramento delle Argille Varicolori di Cassio presente presso il Rio Camorano; si notino le significative strutture deformative.

### **SCHEDA N. 3**

#### LA STRUTTURA TETTONICA DELLE ARGILLE A PALOMBINI

PRESSO PONTE SAMONE (estratto da Bettelli, 1999)

L'affioramento in sinistra del F. Panaro, è esemplare per quel che riguarda le mesostrutture presenti nelle Argille a Palombini, quando queste sono stratigraficamente smembrate e possiedono le caratteristiche di una tettonite con la tipica struttura a “blocchi di pelite”. Gli elementi mesostrutturali presenti sono costituiti da:

- una stratificazione tettonica o foliazione mesoscopica ben visibile ed immergente verso sud-ovest, messa in evidenza dall'allineamento preferenziale dei blocchi di calcari inequidimensionali;
- un clivaggio scaglioso pervasivo nella pelite, subparallelo alla stratificazione tettonica;
- delle cerniere isolate di pieghe chiuse o isoclinali, con superfici assiali parallele alla foliazione e con linee di cerniera parallele sia alla direzione sia all'immersione della foliazione tettonica;
- delle fratture di estensione o di taglio estensionali che delimitano i singoli blocchi calcarei;
- delle fratture di taglio e delle vene di estensione interne ai blocchi calcarei.

La presenza di cerniere isolate, di pieghe isoclinali e le polarità sia diritte che rovesce, determinabili nei blocchi calcarei, indica che la foliazione visibile alla scala dell'affioramento è il risultato della trasposizione della stratificazione primaria.

#### Bibliografia

Bettelli G. (1999) - *La struttura tettonica delle Argille a Palombini presso Ponte Samone*. In: “I beni geologici della Provincia di Modena”, Artioli Editorie, Modena.

Bettelli G., Panini F. & Pizziolo M. (eds. - 2002) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala a:50.000 - Foglio 236 - “Pavullo nel Frignano”*. Servizio Geologico d'Italia - Regione Emilia-Romagna, Selca srl, Firenze, 165 pp.



Esempio di stratificazione tettonica entro le Argille a Palombini affioranti presso il sito in oggetto, messa in evidenza dall'allineamento preferenziale dei blocchi calcarei.



Esempio di cerniera isolata di piega chiusa entro le Argille a Palombini, affiorante presso il geotopo in oggetto.



#### **SCHEDA N. 4**

L’AFFIORAMENTO DEL MEMBRO DI RIO GIORDANO (FORMAZIONE DI LOIANO),

LOCALITÀ TIPO (estratto da Panini, 1999)

Nell'alveo del Fosso delle Borre, a sud di Frassinetti, affiorano, con estensione di una decina di metri, rocce sedimentarie, prevalentemente pelitiche, solo in parte stratificate. L'affioramento, ubicato lungo il corso d'acqua, poco a monte della strada che porta alla località "I Piani", risulta attualmente parzialmente obliterato dalla copertura vegetale. La parte inferiore della successione è formata da marne e marne argillose, grigio-verdastre e da argille scure, entro le quali, a luoghi, compaiono breccie poligeniche: queste sono costituite da argille ed argilliti, che inglobano clasti e blocchi lapidei (arenarie, calcari marnosi e marne), generalmente spigolosi. S'intercalano, soprattutto verso l'alto, strati decimetrici di arenarie biancastre poco cementate e a grana da fine a grossolana. Tutti questi litotipi sono compresi entro il Membro di Rio Giordano della Formazione di Loiano. Nella parte sommitale della successione, un grosso banco d'arenaria segna il passaggio (non direttamente osservabile) ai litotipi arenitici, tipici della Formazione di Loiano. La stratificazione è mediamente inclinata verso sud di circa 43°. I litotipi pelitici del Membro di Rio Giordano hanno fornito abbondanti microfaune indicanti un'età eocenica media (Luteziano).

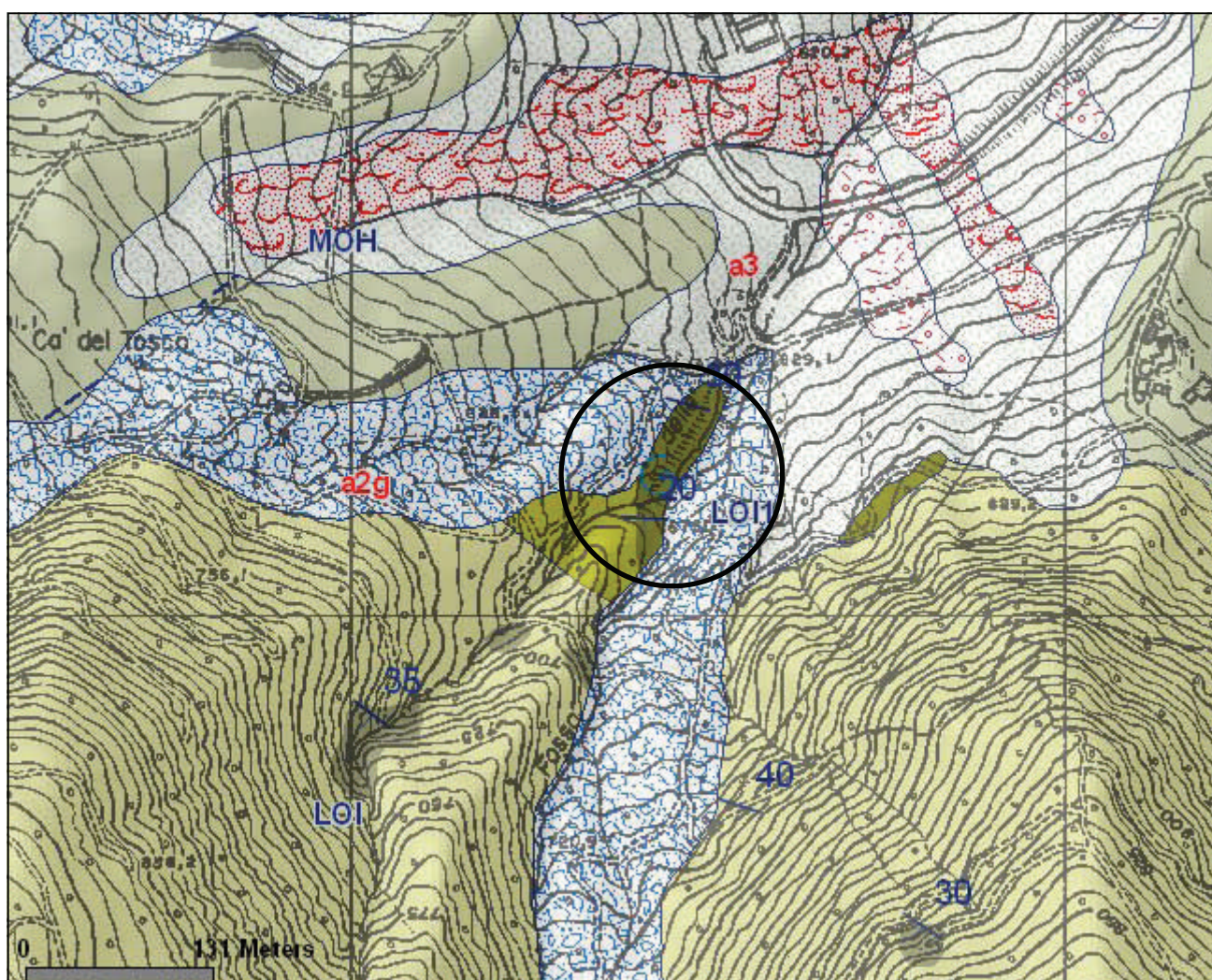
L'affioramento, anche se male esposto, è interessante per l'osservazione delle caratteristiche litologiche del Membro di Rio Giordano, che ha proprio qui la zona tipo. Particolarmente interessante è la presenza delle breccie, costituite da materiale appartenente al substrato ligure: testimoniano come questo fosse soggetto, nell'Eocene medio, dopo la Fase tettonica ligure, ad erosione (probabilmente sottomarina) e trasporto, con meccanismi di frane per colata. I litotipi del Membro di Rio Giordano possono essere attribuiti ad un ambiente marino di scarpata - conoide, piuttosto profondo.

### Bibliografia

Bettelli G., Panini F. & Pizziolo M. (eds. - 2002) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala a:50.000 - Foglio 236 - "Pavullo nel Frignano"*. Servizio Geologico d'Italia - Regione Emilia-Romagna, Selca srl, Firenze, 165 pp.

Bortolotti V. (a cura di, 1992) - *Guide geologiche regionali. Volume n. 4 - Appennino toscano-emiliano*. Società Geologica Italiana, Be-Ma Editrice, Milano.

Panini F. (1999) - *L'affioramento del Membro di Rio Giordano (Formazione di Loiano), località tipo*. In: "I beni geologici della Provincia di Modena", Artioli Editorie, Modena.



Nella cartografia riportata (scala 1:5.000 - Tratto dalla Carta Geologica della Regione Emilia-Romagna), è messa in evidenza la località tipo del Membro di Rio Giordano (LOI1) della Formazione di Loiano (LOI).

## **SCHEDA N. 5**

### LE SORGENTI SULFUREE

Sul territorio comunale di Pavullo sono note due sorgenti di acque solfuree (Beneventi G.P., 1967; Panizza & Mantovani, 1974), una nei pressi dell'abitato di Pavullo e l'altra posta poco a nord di Niviano, nella valle del T. Lerna.

#### 1 - La Sorgente di Pavullo

Nell'abitato di Pavullo, sulla sinistra della Strada Statale n. 12 per chi proviene da Modena, in prossimità del bivio per Verica, si trova una sorgente, le cui acque, captate da una fontanella, risultano caratterizzate da un forte odore e sapore di acido solfidrico. Per questo, nel 1995, in occasione del rifacimento della fontana, è stata apposta la scritta, in dialetto pavullese, "Funtanina 'd l'aqua potzla", ad indicarne proprio le peculiarità.

L'origine della sorgente è da ricercare nel contatto tra i livelli marnosi del Bismantova presenti nel substrato dell'area, con i livelli disgregati di arenarie, sempre attribuibili alla stessa unità, oppure con livelli detritici superficiali o di riempimento della torbiera (Beneventi G.P. *et alii*, 1967).

L'acido solfidrico presente deriverebbe dal contatto delle acque con i vicini depositi torbosi; infatti, le torbe creano un ambiente riducente, con produzione di  $H_2$ ,  $H_2S$ ,  $CH_4$ .

Nelle acque in esame sono anche presenti metalli alcalino-terrosi e lo ione idrocarbonico, derivanti dalla dissoluzione dei carbonati presenti entro il Bismantova.

#### 2 - La Sorgente del T. Lerna.

Questa sorgente sulfurea alcalino-terrosa, è ubicata a fronte dell'abitato di Cà Lerna, poco a nord di Niviano, nella valle del T. Lerna.

L'origine sarebbe legata all'infiltrazione delle acque entro le unità arenacee del Bismantova, permeabili sia per porosità sia per la fratturazione presente; l'acqua, una volta giunta sull'interfaccia

tra Bismantova e i Complessi di base sottostanti, risalirebbe lungo una dislocazione tettonica con direzione ONO-ESE (Beneventi G.P. *et alii*, 1967). L'acqua in superficie è fredda, quindi probabilmente deriva da modeste profondità. Il tipo di mineralizzazioni presenti sono da ricondurre al contatto tra le acque di circolazione e i litotipi attraversati. In particolare l'idrogeno solforato ivi presente è attribuibile alla sostanza organica presente nei Complessi di base, mentre lo ione idrocarbonico e i metalli alcalino-terrosi provengono dall'unità calcareo-arenacea del Bismantova.

### 3 - Bibliografia

Benedenti G.P., Bertolani G. & Gelmini R. - *Le sorgenti solfuree di Lotta di Fanano, del T. Lerna e Pavullo nell'Appennino modenese*. Atti Soc. Nat. e Mat. di Modena, Vol. XCVIII.

Panizza M. & Mantovani F. (1974) - *Geomorfologia del territorio di Pavullo nel Frignano (Appennino Modenese)*. Atti Soc. Nat. e Mat. Modena, 105, 85-117.



La fontanella posta nei pressi di Pavullo dalla quale scaturiscono acque solfuree alcalino-terrose.

## **SCHEDA N. 6**

### LA GROTTA DELLE CAPRE (estratto da Bonazzi, 1999)

La presente scheda riguarda un interessante geotopo, rappresentato da una grotta sul fianco sinistro del Rio della Croce, affluente di sinistra del Rio Giordano, denominata dalla gente di Monzone, "grotta delle capre" o "pietra tetta", per il fatto che è servita da riparo alle greggi, e forse anche da rifugio all'uomo nel corso delle vicende umane.

La cavità è facilmente raggiungibile seguendo il sentiero che, a nord di Monzone, risale il Rio della Croce: un torrentello tortuoso con frequenti gradini e cascatelle in corrispondenza di strati meno facilmente degradabili alle azioni ed ai processi delle acque. I versanti, infatti, sono coperti da un terriccio sabbioso che qua e là, nei tratti più ripidi o più dilavati, lascia intravedere una roccia arenitica tenera, costituita prevalentemente da clasti di quarzo e feldspati tenuti insieme da scarso cemento carbonatico. E' una litofacies facilmente riconoscibile delle arenarie della Formazione di Loiano, un deposito marino sedimentato tra l'Eocene medio e l'Oligocene inferiore (40-35 milioni di anni) e man mano litificato, raggiungendo però una coerenza debole, tanto che gli agenti meteorici lo degradano facilmente per disgregazione e/o disfacimento, risultandone un detrito sabbioso. La formazione arenacea, quando è bene esposta, si presenta stratificata, con assetto poco inclinato ma variabile da un punto all'altro, anche a pochi metri di distanza, per la frequenza di dislocazioni meccaniche. Gli strati, inoltre, hanno spessori incostanti, da sottili (centimetrici) a spessi o molto spessi (banchi metrici): al loro interno possono mostrare gradazione delle dimensioni dei clasti (tessiture), verso l'alto nel nostro caso, per essere venuta meno - vedi in seguito - l'energia di trasporto durante il progredire e l'esaurirsi del singolo evento deposizionale, sicché localmente l'ultimo intervallo a tetto dello strato è formato addirittura da un letto di limo. È questa una tipica struttura di strato, risultante dalla risedimentazione di molasse detritiche, trasportate da dense correnti generate da franamenti in tratti di scarpata sottomarina o da flussi lungo canyon che l'attraversino. Si potranno pure notare altre strutture più particolari: la

gradazione talora si ripete nello stesso strato oppure s'inverte, mentre in altri casi può presentarsi indefinita, e allora per la scarsa variazione granulometrica fra tetto e base di due depositi successivi è avvenuta una saldatura, che può falsare il reale succedersi degli episodi di sedimentazione ed il loro spessore. Queste e altre strutture intrastratali sono da imputare alla variabile dinamica di diversi meccanismi deposizionali, quali flussi granulari, colate di sabbia o, in genere, correnti torbide d'alta densità, i cui depositi hanno preso nome "torbiditi". Si può quindi capire come lo spessore degli strati o la tessitura possano variare con l'entità e tipo del carico trasportato, la perdita di energia di trasporto o la distanza di risedimentazione in un dato sistema deposizionale.

Per l'elevato tenore in feldspati, questa roccia, favorita dalla scarsa resistenza all'estrazione e alla disgregazione meccanica, trova impiego nell'industria ceramica; nel secolo scorso fu utilizzata per la produzione di vetro da bottiglie in un opificio di Pavullo: il vecchio sito d'escavazione s'individua ancora tra le case di Gaianello, in una rientranza degli affioramenti a margine della SS n. 12 dell'Abetone e del Brennero, la vecchia Via Giardini.

Proseguendo il cammino lungo il corso d'acqua, prima di raggiungere in pochi minuti la confluenza del Rio Frinzone, su un tratto concavo della ripa sinistra e pochi metri sopra l'alveo s'intravede l'apertura lentiforme di una cavità estesa per circa 35 m secondo l'assetto degli strati, qui inclinati di una decina di gradi verso sud-sud est. L'interno si amplia per circa 7 m e per copertura ha una residua bancata arenacea. Al di sopra di questa, prima che il versante riprenda a salire dolcemente, la vallecola si allarga per pochi metri su un ripiano percorso da un sentiero. La cavità, come si potrà notare all'interno, si è ampliata all'altezza di un pacchetto di strati più deboli (sottili e di tessitura più fine, con scarso cemento e frequenti lamine di frustoli carboniosi), mostrando un tipico esempio d'erosione selettiva in una formazione multistrato, instauratasi su un tratto di sponda concava, sulla quale l'effetto erosivo è maggiore e incrementato dalla componente trasversale della velocità di flusso. Si può ravvisare, nel fenomeno, uno scalzamento al piede di versante, che in altri casi può provocare il crollo di spezzoni di strato sovrastanti, quando, discontinui per fratturazione, vengano a perdere l'appoggio. Fatto che qui non si è verificato,

almeno per ora.

Ancor più interessante ci sembra l'evoluzione naturale dell'attuale forma, in particolare del tetto, in cui s'intravedono le condizioni che potrebbero favorire l'erosione della sua parte addossata al versante lasciando integra la porzione esterna, all'orlo, come una sorta d'arco naturale dell'imboccatura della cavità. Vediamo quindi come questa possa essersi formata e quale potrebbe essere la futura evoluzione del suo tetto.

In una successione di strati con diversa resistenza alla degradazione il profilo d'erosione assume di solito un andamento a denti di sega, con sporgenze o rientranze in corrispondenza degli strati più deboli. Il letto del rio, una volta abbassatosi per erosione regressiva, raggiunse un pacchetto di strati di roccia tenera - quelli che per continuità laterale vediamo alla parete di fondo della cavità che l'energia della corrente non ebbe difficoltà a scalzare sul tratto di riva concava permettendo al letto di espandersi lateralmente sotto la "pietra tetta". Il profilo di fondo continuò ad abbassarsi, ma incontrati banchi più resistenti il filone della corrente ritornò ad allinearsi al vecchio percorso, invitato forse dalla debolezza della roccia fessurata. Si può avere un esempio del locale stato di fessurazione e fratturazione degli strati alzando lo sguardo all'interno della cavità. Queste discontinuità trasversali agli strati favoriscono l'infiltrazione d'acqua che, in particolare, gronda dai tratti aperti di una frattura parallela alla cornice del tetto. È acqua che scendendo incanalata dal versante attraversa il tetto e, prima di raggiungerne l'orlo e riversarsi per caduta nel sottostante rio, s'infiltra nelle fessure beanti che incontra, gocciolando infine all'interno della cavità.

Questa caduta d'acqua può avere contribuito anch'essa, almeno in parte, all'avvio del processo d'escavazione della ripa, fatto che normalmente avviene alla base dei salti d'acqua, come si può notare poco a monte nella nicchia scavata al piede di un gradino di alcuni metri. Volendo ora guardare al futuro della grotta, potrebbe essere proprio quest'apporto laterale d'acqua di versante la causa che darà nuova forma e nuova funzione a ciò che potrebbe rimanere della grotta: l'infiltrazione, continuando, degraderà ed eroderà le superfici della frattura, che allargandosi catturerà un crescente flusso. Pertanto, andrà aprendosi una nuova via preferenziale a monte dell'attuale orlo del tetto, che preserverà dal transito dell'acqua e dai conseguenti processi di

degradazione la sua fascia esterna. L'erosione, procedendo in modo regressivo, isolerà e lascerà quindi integro davanti a sé il labbro superiore di quella che ora è la bocca della cavità: ne risulterà un arco naturale.

#### Bibliografia

Bonazzi U., Fratello B. & Mancini M.L. (1997) - *Itinerario n. 6. Una passeggiata alla caverna del rio della Croce (Monzone, Comune di Pavullo nel Frignano)*. Atti Soc. Nat. e Mat. Modena, 127, 189-200.

Bonazzi U. (1999) - *La grotta delle Capre*. In: “I beni geologici della Provincia di Modena”, Artoli Editore, Modena.

Cibin U. (1989) - *Petrografia e provenienza delle Arenarie di Loiano (Eocene sup. - Oligocene inf., Appennino modenese e bolognese)*. Giornale di Geologia, 51 (2), 81-92.



La grotta delle Capre, presso Monzone, scavata entro la Formazione delle Arenarie di Loiano.



### **SCHEDA N. 7**

GLI AFFIORAMENTI DEL MEMBRO DI MONTECUCCOLO (FORMAZIONE DI PANTANO) NELLA LOCALITÀ TIPO E IL PASSAGGIO STRATIGRAFICO TRA LA FORMAZIONE DI CONTIGNACO E LA FORMAZIONE DI PANTANO (estratto da Panini, 1999)

Il geotopo è costituito da due diversi affioramenti (entrambi con estensione di una decina di metri al massimo) di rocce sedimentarie prevalentemente arenitiche.

Il primo è rappresentato da alcune esposizioni del Membro di Montecuccolo (Formazione di Pantano) nei pressi della località tipo; esse sono osservabili lungo il tratto terminale della strada che dalla periferia sud di Pavullo nel Frignano, collega la S.S. n. 12 a Montecuccolo e nelle immediate vicinanze del castello omonimo. Sulle scarpate a monte della strada affiorano arenarie in genere medio-grossolane, da silicoclastiche ad ibride, spesso glauconitiche e tipicamente organizzate in corpi con stratificazione obliqua molto evidente.

Dal punto di vista paleoambientale, questi litotipi, d'età miocenica inferiore e media (Burdigaliano sup. - Langhiano) rappresentano dei caratteristici depositi di piattaforma interna. Nell'area circostante il Castello di Montecuccolo, i depositi descritti costituiscono l'intera Formazione di Pantano: verso nord e verso est essi passano in eteropia ai depositi, meno francamente arenitici, del Membro di Sassoguidano.

Il secondo affioramento è rappresentato da una successione sedimentaria, entro la quale si osserva il passaggio stratigrafico tra la Formazione di Contignaco e la Formazione di Pantano (Membro di Montecuccolo). Il contatto tra le due formazioni è visibile nei pressi di "Serra di Porta", circa 700 m a nord di Montecuccolo. In questa località, lungo una carrareccia che scende verso il versante occidentale della dorsale montuosa del Castello di Montecuccolo, si possono osservare le torbiditi arenaceo-pelitiche, fortemente silicizzate in alcuni punti, della F. di Contignaco, mentre in corrispondenza dell'inizio della salita verso la sella, si osserva il contatto tra le due Formazioni, marcato da un orizzonte arenaceo-conglomeratico, ricco in bioclasti e in

glauconie. Proseguendo ancora verso l'alto lungo la carrareccia, affiorano, con discrete esposizioni, le arenarie della F. di Pantano (Membro di Montecuccolo); esse, rappresentate da vari corpi a stratificazione obliqua, affiorano, per un breve tratto, anche sull'opposto versante orientale della dorsale del Castello di Montecuccolo.

#### Bibliografia

Amorosi A., Colalongo M.L. & Vaiani S.C. (1996) - *Revisione litostratigrafica dell'Unità Bismantova (Miocene epiligure, Appennino settentrionale)*. Boll. Soc. Geol. It., 115, 355-367.

Panini F. (1999) - *Gli affioramenti del Membro di Montecuccolo (Formazione di Pantano) nella località tipo e il passaggio stratigrafico tra la formazione di Contignaco e la Formazione di Pantano*. In: "I beni geologici della Provincia di Modena", Artioli Editore, Modena.



Un affioramento della Formazione di Pantano - Membro di Montecuccolo, presso la località tipo, lungo la strada che conduce al Castello di Montecuccolo



Il passaggio stratigrafico tra la Formazione di Contignaco e il Membro di Montecuccolo della Formazione di Pantano; si noti il passaggio costituito da un livello microconglomeratico con glauconie (in verde).

### **SCHEDA N. 8-9**

#### LA CONCA DI SAN PELLEGRINO DI PAVULLO E LA TORBIERA

(estratto da Panini & Pellegrini, 1999)

La conca di San Pellegrino di Pavullo, il cui nome deriva dall'omonimo oratorio posto alla sua estremità nord, costituisce senza dubbio una delle peculiarità paesaggistiche più singolari dell'intero Appennino della Provincia di Modena. Essa era occupata in passato da paludi (da cui il nome stesso di Pavullo), oggi ridotte ad uno specchio d'acqua, dove si pratica la pesca a pagamento; le sue forme attuali rappresentano il prodotto d'interventi antropici eseguiti a più riprese nell'ultimo secolo: escavazione di torba (il "Lago" era per questo chiamato "della Torba") e successiva "regolarizzazione" idraulica del bacino. Sino agli anni '70 un altro specchio d'acqua era presente poco più a nord, adiacente a quello attuale: riempito di detriti, nell'area sono sorti alcuni edifici ad uso commerciale ed artigianale. Purtroppo, l'urbanizzazione ha occupato notevoli spazi di questa grande conca; la persistenza dell'Aeroporto Paolucci, la cui pista si estende nel settore ovest, potrà garantire, in futuro, la sua parziale integrità. Sino agli anni '50, quando lo sviluppo urbano era limitato al nucleo storico di Pavullo, nella conca erano presenti solo alcuni edifici sparsi, alcuni dei quali di notevole pregio architettonico, come la Galeotta (sec. XVI - XVII) ed un'antica fornace Hoffmann, testimoniante un'attività estrattiva di materiali argillosi ed oggi, purtroppo, ridotta ad alcuni ruderi, dopo un incendio (1989), sembra, accidentale.

La conca è attraversata, nella sua parte mediana e per tutto il suo sviluppo longitudinale, dalla Strada Statale n. 12 (dell'Abetone e del Brennero), in questo tratto coincidente con l'antico percorso della Strada Ducale per Massa (sec. XVII, detta "Vandelli" dal suo progettista) e successivamente riutilizzato dalla Strada Ducale "Giardini" del sec. XIX. La Strada Statale costituisce, pertanto, il comodo accesso alla conca di San Pellegrino di Pavullo.

La conca di San Pellegrino era stata interpretata un tempo come una forma carsica: senza dubbio è molto simile ad altre depressioni delle placche della Successione epiligure, dove si sono sviluppati

processi paracarsici. Solo recenti, approfondite ricerche di tipo stratigrafico e strutturale, per lo più eseguite per i rilevamenti della nuova Carta Geologica d'Italia, hanno consentito di ridefinirne esattamente la genesi. Essa corrisponde, infatti, ad una depressione, di tipo tettonico, occupata da una serie di depositi quaternari, che si sviluppa nella parte centrale della "placca" di Pavullo, costituita dai terreni del Gruppo di Bismantova (Formazioni di Pantano e Cigarellino). La depressione, entro la quale all'estremità settentrionale giace il centro abitato di Pavullo, ha dimensioni di oltre 3 km in senso meridiano e di circa uno trasversalmente; verso sud essa è chiusa in corrispondenza dell'abitato di Querciagrossa.

Il drenaggio delle acque meteoriche e sorgive, piuttosto difficoltoso, si ha attraverso un varco settentrionale in corrispondenza del centro abitato, varco che collega la depressione ad un ramo del T. Cogorno, un affluente di destra del T. Rossenna. La conca è limitata principalmente ad ovest e ad est da due dorsali: la prima (Dorsale di Montecuccolo) è in prevalenza costituita dalle arenite calcaree della Formazione di Pantano, la seconda (Dorsale di Lavacchio) è costituita in prevalenza dalle arenarie torbiditiche del Membro di M. Luminasio della Formazione di Cigarellino.

L'assetto generale della stratificazione sulle due dorsali immerge, in entrambi i casi, verso la depressione centrale; ciò ha fatto ritenere, in passato, che l'intero assetto della placca epiligure di Pavullo potesse essere attribuito ad una semplice struttura sinclinale, il cui asse avrebbe dovuto coincidere con la stessa depressione centrale. In realtà tra i terreni affioranti ad ovest e quelli ad est della depressione vi è un forte dislivello strutturale, valutabile in oltre 400 m, causato da una serie di dislocazioni a direzione meridiana impostate principalmente entro la depressione e che abbassano il lato orientale (Dorsale di Niviano). I movimenti recenti, di tipo verticale lungo queste dislocazioni, hanno causato l'affossamento dell'area depressa, entro la quale è contemporaneamente avvenuto sia l'accumulo di terreni clastici dovuti all'azione della gravità (frane e depositi di versante), sia la deposizione di una successione pelitica con torbe, entro un piccolo bacino lacustre.

I depositi pelitici, marnoso-sabbiosi, della Formazione di Cigarellino costituiscono il substrato

geologico della depressione; questi litotipi, oltre che nella parte bassa dei versanti occidentali ed orientali, affiorano lungo una modesta dorsale centrale (alto strutturale della Galeotta e di S. Pellegrino) a ridosso della quale corre la S.S. 12 e che separa in due porzioni la depressione. All'interno della depressione è inoltre presente, ad est di Pavullo, un piccolo rilievo isolato di forma sub-circolare (Montemaramagno), ancora costituito da litotipi sabbiosi e pelitici della Formazione di Cigarello. Tale rilievo, ormai ridotto per la costruzione di numerosi capannoni ad uso industriale o civile, si eleva per poche decine di metri dalla piatta morfologia della conca.

A sud di Pavullo, nei depositi lacustri quaternari depositi nella parte orientale della depressione ad est della Fornace, intorno al 1860 fu scoperto uno strato di torba (circa 12 m) con intercalazioni limose decimetriche. Inizialmente, la torba, commercializzata in mattonelle compresse a macchina, fu impiegata per la produzione di gas illuminante per il teatro di Reggio Emilia, poi come combustibile solido in una fabbrica locale di vetri e di bottiglie; durante gli anni dell'ultimo conflitto bellico fu estratta, e venduta come combustibile, su un'area di m 200 x 90, ricreando uno specchio d'acqua (il "Lago di Pavullo o della Torba", assai più esteso di quello attuale) nella depressione già bonificata. Limitate estrazioni sono state concesse anche in tempi più recenti, quando la torba è stata utilizzata come terriccio per coltivazioni vivaistiche. Il materiale estratto era costituito da una torba erbacea, di colore bruno, leggera (un m<sup>3</sup> essiccato al sole pesava 350 kg) e omogenea, avente le seguenti caratteristiche: umidità = 42,52 %

campione essiccato: materie volatili = 49,16 %; C fisso = 22,18 %; Ceneri = 28,65 %; P.C.S. = 3.489 cal/ kg.

La Conca di S. Pellegrino di Pavullo costituisce, nell'Appennino modenese, uno degli esempi più estesi di bacino e depressione connessi all'evoluzione tettonica distensiva recente (quaternaria). Quest'ultima, probabilmente dovuta al sollevamento dell'intera catena rispetto all'antistante pianura, porta all'attivazione o alla riattivazione di numerose dislocazioni (la principale corre probabilmente alla base della dorsale di Niviano) con movimenti differenziali dei blocchi e creazione di locali aree morfologicamente depresse.

### Bibliografia

Panini F. & Pellegrini M. (1999) - *La conca di San Pellegrino di Pavullo nel Frignano*. In: “I beni geologici della Provincia di Modena”, Artioli Editore, Modena.



La Conca di Pavullo vista dalla strada per Montorso.

### **SCHEDA N. 10**

#### **L'AREA CARSICA DELLA ZONA DI SASSOGUIDANO, SASSOMASSICCIO, VERICA, MONTEFOLIGNANO (estratto da Bertacchini *et alii*, 1999)**

Sulla placca arenitica di Pavullo, e precisamente nei pressi delle località di Sassoguidano, Montefolignano e Verica, dove affiora il Gruppo di Bismantova, si possono facilmente rilevare alcune doline ed inghiottitoi. In tutte e tre le località si osservano forme conseguenti a processi paracarsici entro una roccia, che ha un contenuto di carbonato di calcio troppo basso (circa 60%) per sviluppare importanti fenomeni di dissoluzione interna. Questa si è potuta, infatti, sviluppare solo in parte ed esclusivamente lungo fratture, d'origine tettonica, ma successivamente ampliate da fenomeni di decompressione lungo i margini di placca e da frane presenti al contorno delle stesse. Tutte le depressioni doliniformi e le relative cavità ipogee risultano, infatti, impostate in corrispondenza di faglie e fratture, successivamente ripresi dalle deformazioni di versante: si ritiene perciò che la loro genesi sia da collegare ad un allargamento meccanico di fratture, con conseguenti, modesti fenomeni di dissoluzione carsica interna. Si deve parlare, pertanto, di paracarsismo, piuttosto che di carsismo vero e proprio.

Le doline di Sassoguidano, Montefolignano e Verica, si trovano, infatti, proprio sul margine di placca, presso la base della Formazione di Pantano, a contatto con le sottostanti formazioni argillose delle Unità Liguri, dove s'innescano grandi movimenti franosi, che hanno il coronamento entro le areniti sovrastanti.

A sud-est della frazione di Verica, con buone panoramiche dal tracciato stesso della strada provinciale che scende al fondovalle Panaro attraversando la frazione, vi è una gran conca racchiudente una superficie di 100.000 m<sup>2</sup> circa ed avente una profondità massima di 20 m rispetto al suo ciglio superiore. La forma è irregolare, con più lobi, in quanto si è impostata in corrispondenza dell'intersezione di più allineamenti strutturali con orientazioni differenti. Sino agli anni '70, prima che fossero effettuate opere di drenaggio per permettere le pratiche agricole



entro l'area di dolina, questa nei periodi particolarmente piovosi era soggetta a notevoli ristagni d'acqua. Attualmente il fondo della dolina è stato occupato da un campo sportivo e da costruzioni varie.

Un'altra dolina si trova sempre a lato della strada provinciale, ai piedi della scarpata strutturale del Castello di Semese, in località Ca' di Papa, allungata in direzione NNE-SSO e poco profonda, circa 10 m, con diametro maggiore di circa 400 m e con la stessa orientazione della scarpata, probabilmente d'origine strutturale, che ne costituisce il fianco occidentale. Sul fondo di tutte queste depressioni si rinvencono depositi colluviali (o depositi di versante in corrispondenza delle pareti più ripide) intensamente pedogenizzati, talora coltivati.

Poco più a sud-ovest del Castello di Verica, subito dopo la località Le Casine e sempre lungo la strada provinciale che da Pavullo scende a quella di fondovalle Panaro, si diparte una strada di crinale, che porta ai nuclei abitati di Brocco e Montefolignano. Nei pressi di Canova si stacca, verso sud ovest, una sterrata che conduce ad alcune case e ai pregevoli oratori di Sassomassiccio e Sassoguidano, percorrendo il limite della placca arenacea della Formazione di Pantano. Tutta l'area è cosparsa di doline e inghiottitoi. Un altro gruppo di doline è osservabile a nord dell'antico cimitero di Sassoguidano, lungo un solco vallivo nettamente controllato da una frattura e che scende verso Niviano.

Nell'area di Niviano, Sassoguidano e Sassomassiccio è stata censita una decina di cavità paracarsiche; fra le più sviluppate si possono ricordare: la Grotta sopra Niviano, entro un ammasso roccioso intensamente fratturato (sviluppo m 68, dislivello +/- 15 m), le Fosse di Sassomassiccio (svil. m 47, disliv. m -6,5), Grotta II° tra Niviano e Sassoguidano (sviluppo m 30,5, disliv. m -11).

Forme paracarsiche sono presenti anche nei vicini Cinghi del Malvarone, tra la valle del T. Lerna ed il rilievo di Gaiato; sul margine di placca costituito dalle calcareniti della Formazione di Pantano e strapiombante sulla Valle del Panaro sono presenti sette grotte, spesso a pozzo, nettamente controllate dalla fratturazione: la Grotta del Caldo (40 metri di sviluppo e dislivello di m -15), il Pozzacchione di Gaiato, Buco del Cane Morto e i quattro Buchi dei Cinghi di Casa

Malvarone.

L'insieme dei condotti carsici e delle fratture presente tra Sassomassiccio e i Cinghi del Malvarone, convoglia gran parte delle acque sotterranee verso la sorgente del Torrente Lerna, che è utilizzata per l'approvvigionamento idropotabile di una porzione del territorio comunale di Pavullo.

Negli avvallamenti doliniformi che si trovano ai lati della strada che va da Ca' Nova a Sassoguidano prevalgono depositi di tipo palustre, dal momento che le acque piovane vi ristagnano a lungo. Si tratta di depressioni clive hanno dimensioni minori rispetto a quelle precedenti, ma hanno ugualmente forma allungata nella direzione di allineamenti tettonici che li attraversano. Queste cavità si trovano, a loro volta, all'interno di un unico, grande solco allungato in direzione antiappenninica. Una di queste doline è sede di un modesto invaso, lo stagno di Sassomassiccio, alimentato da acque di ruscellamento e, in periodo piovoso, anche da un piccolo sistema carsico proveniente dall'altura posta a sud (Sassomassiccio). È un'oasi del WWF, importante dal punto di vista naturalistico per la presenza della pianta acquatica *Altonia palustris* e di alcune specie di tritoni e di rane. La diversità floristica di tutta l'area è notevole, ed è costituita anche da numerose specie vegetali protette, rare e altrove minacciate d'estinzione.

#### Bibliografia

Bertacchini M., Giusti C., Pellegrini M. & Rossi A. (1999) - *Le doline e le cavità ipogee dell'area di Sassoguidano, Sassomassiccio, Verica, Montefolignano*. In: "I beni geologici della Provincia di Modena", Artioli Editore, Modena.

Modena è (1996) - *Sassoguidano, una riserva di natura*. Modena è, 10-11.

Panizza M. & Mantovani F. (1975) - *Geomorfologia del territorio di Pavullo nel Frignano (Appennino Modenese)*. Atti Soc. Nat. Mat. Modena, 105, 85-117.



La dolina presso Coragno.



Una delle doline ubicate presso Sassomassiccio; si noti lo stagno presente sul fondo, divenuto oasi del WWF

### **SCHEDA N. 11**

#### **L’AFFIORAMENTO DI ARENARIE DI SCABIAZZA, PRESSO M. MAZZANO**

(estratto da Bettelli, 1999)

L'affioramento è ubicato lungo la SP "Fondovalle Panaro" e costituisce il piede di un'estesa scarpata naturale, presente sul versante orientale di M. Mazzano. L'esposizione è importante per due motivi: in primo luogo per le dimensioni (alcune centinaia di metri di estensione) e la freschezza del taglio naturale; in secondo luogo perché vi affiora una litofacies caratteristica delle Arenarie di Scabiazza, distinta nella nuova cartografia geologica alla scala 1:50.000 con la denominazione di "Membro di M. Mazzano". Si tratta di una litofacies insolita, che affiora soltanto in quest'area e che è costituita da torbiditi pelitico-arenacee, con una porzione arenitica basale di spessore variabile da 5-10 cm ad oltre il metro, ed a grana da fine a media, seguita da un potente intervallo di argille marnose grigie, di spessore nettamente superiore e che può raggiungere anche 5-6 m. Gli strati, rovesciati ed immergenti verso sud sud-est sono interessati da diaclasi sistematiche di estensione, con presenza di vene di calcite spatica in alcuni punti visibili a tre dimensioni sulle superfici basali dei letti arenacei.

#### Bibliografia

Bettelli G. (1999) - *L'affioramento di Arenarie di Scabiazza , presso M. Mazzano*. In: "I beni geologici della Provincia di Modena", Artioli Editore, Modena.

Bettelli G. & Panini F. (1992) – *Introduzione alla geologia del settore sud-orientale dell'Appennino emiliano*. In: Autori Vari "76° riunione estiva della Soc. Geol. It. <L'Appennino settentrionale>: guida alle escursioni post-congresso". Soc. Geol. It., Centro Duplicazione Offset, Firenze.

Bettelli G., Panini F. & Pizziolo M. (eds. - 2002) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 - Foglio 236 - "Pavullo nel Frignano"*. Servizio Geologico d'Italia - Regione Emilia-Romagna, Selca srl, Firenze, 165 pp.



Il Membro di M. Mazzano delle Arenarie di Scabiazza. Si notano gli orizzonti arenacei basali, rovesciati, stratigraficamente sormontati da argille marnose grigie (a destra)

## ***SCHEDA N. 12***

### **GLI AFFIORAMENTI DEL MEMBRO DI SASSOGUIDANO DELLA FORMAZIONE DI PANTANO, LOCALITÀ TIPO (estratto da Panini, 1999)**

Nei dintorni di Sasoguidano e del Cinghio del Malvarone affiora una successione di rocce sedimentarie (il Membro di Sassoguidano della Formazione di *Pantano*), prevalentemente arenitiche, di colore grigio-giallastro: esse costituiscono le scarpate quasi verticali che si possono osservare su entrambi i versanti della valle del T. Lerna e lungo l'allineamento Sassoguidano - Gaiato, per una lunghezza complessiva di oltre 500 m.

Gli affioramenti migliori del Membro di Sassoguidano si hanno lungo la profonda incisione del T. Lerna, a ovest di Sassoguidano e lungo la scarpata rettilinea del Cinghio Malvarone. Si tratta in prevalenza d'arenarie medie o medio-fini, a volte siltose, con stratificazione spessa o mal definita. In alcuni orizzonti le arenarie sono più grossolane e presentano sviluppata una stratificazione ed una laminazione obliqua. La bioturbazione è spesso diffusa e pervasiva, soprattutto negli orizzonti a granulometria più fine. Rappresentano dei depositi di piattaforma interna (facies di spiaggia sommersa, interna ed esterna). Contengono in bioclasti a luoghi elevato. L'età è miocenica inferiore e media (Burdigaliano sup. - Langhiano).

A sud-ovest di Sassoguidano (sulla sinistra del T. Lerna) le arenite del Membro di Sassoguidano sono giustapposte, mediante una faglia inclinata verso ovest e con rigetto apparente di tipo estensivo, alla Formazione di Contignaco. Quest'ultima unità litostratigrafica è caratterizzata da silicizzazione diffusa.

Nei litotipi della F. di Pantano sulla destra del T. Lerna, compaiono frequentemente mesofaglie subverticali e non, con superfici caratterizzate da striature e gradini in roccia. Significativi anche i depositi grossolani gravitativi alla base della scarpata verticale pluridecimetrica del Cinghio Malvarone (destra T. Lerna).

Gli affioramenti descritti rappresentano l'area tipo del Membro di Sassoguidano, nei quali è

possibile anche l'osservazione dettagliata delle caratteristiche litologiche d'insieme. Dal punto di vista tettonico, la zona si presta per osservazioni esemplari di strutture tettoniche, a scala cartografica, e direzione antiappenninica (SE-NO) e a probabile cinematica trascorrente o trsten-siva.

#### Bibliografia

Amorosi A., Colalongo M.L. & Vaiani S.C. (1996) - *Revisione litostratigrafica dell'unità Bismantova (Miocene Epiligure, Appennino Settentrionale)*. Boll. Soc. Geol. It., 115, 355-367.

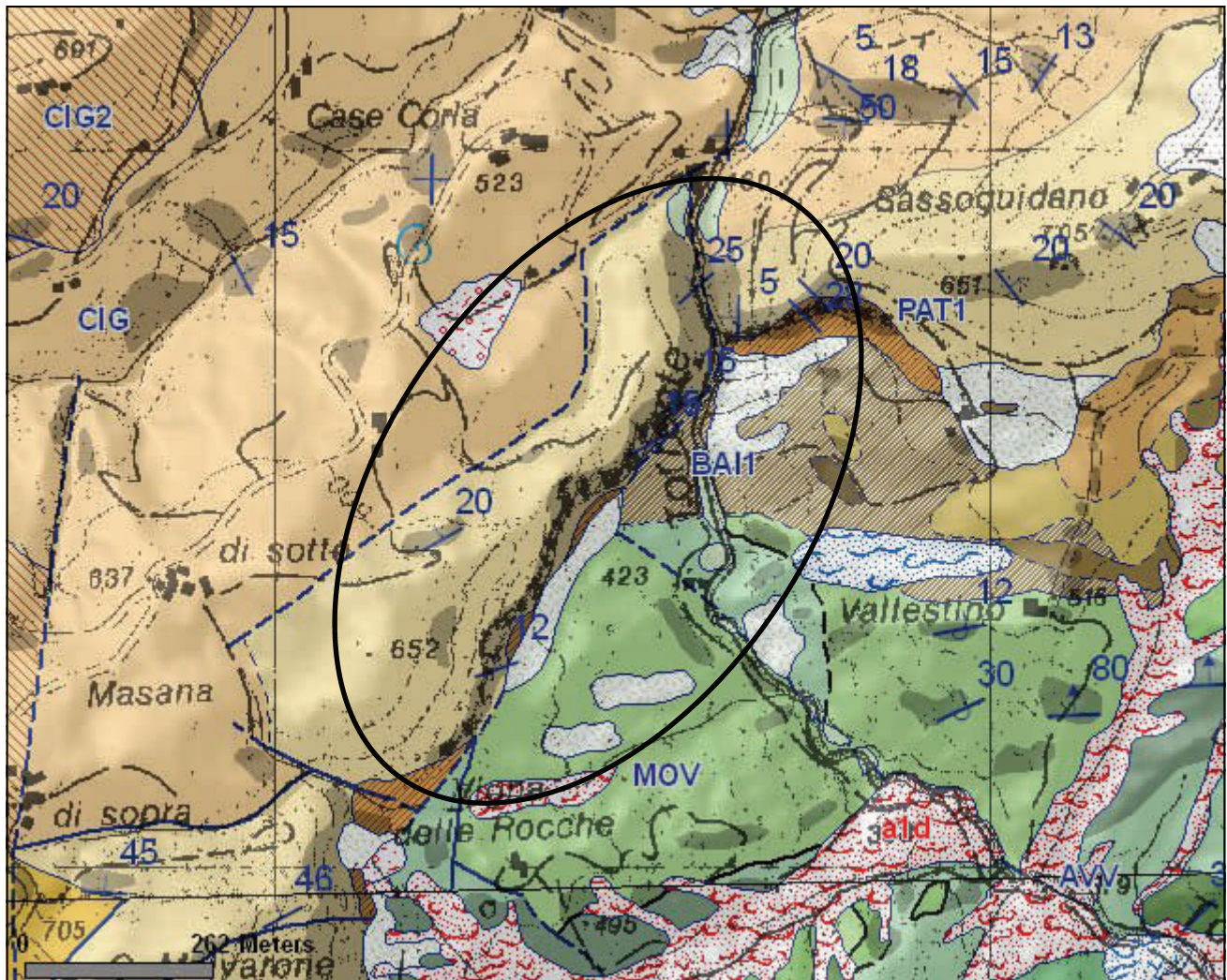
Bortolotti V. (a cura di, 1992) - *Guide geologiche regionali - Volume 4° - Appennino Tosco-emiliano*. Società Geologica Italiana, Be-Ma editrice, Milano.

Capitano M. & Sasso F. (1995) - *Analisi mesostrutturale della Formazione di Bismantova di Pavullo nel Frignano (Appennino modenese)*. Atti Tic. Sc. Terra, 37, 99-110.

Bettelli G. & Panini F. (1992) – *Introduzione alla geologia del settore sud-orientale dell'Appennino emiliano*. In: Autori Vari “76° riunione estiva della Soc. Geol. It. <L'Appennino settentrionale>: guida alle escursioni post-congresso”. Soc. Geol. It., Centro Duplicazione Offset, Firenze.

Bettelli G., Panini F. & Pizziolo M. (eds. - 2002) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala a:50.000 - Foglio 236 - “Pavullo nel Frignano”*. Servizio Geologico d'Italia - Regione Emilia-Romagna, Selca srl, Firenze, 165 pp.

Panini F. (1999) - *Gli affioramenti del Membro di Sassoguidano della Formazione di Pantano, località Tipo*. In: “I beni geologici della Provincia di Modena”, Artioli Editore, Modena.



Carta geologica della zona di Sassoguidano, ove affiora la località tipo del Membro di Sassoguidano della Formazione di Pantano (PAT1) (estratto dalla Carta Geologica della Regione Emilia-Romagna - Scala 1:10.000)



### ***SCHEDA N. 13***

#### **LA “PIRAMIDE” DI GAIATO (estratto da Giusti & Pellegrini, 1999)**

Il rilievo di Gaiato (m 926), dall'aspetto di gigantesca piramide, domina gran parte della media ed alta valle del Fiume Panaro, rappresentando una delle forme più caratteristiche di tutto l'Appennino modenese, proprio per la sua "visibilità"; sulla sommità sorgono i ruderi di una torre, unico resto di una rocca già esistente nel XII secolo, evidentemente, per la sua posizione dominante, avente una funzione strategica, di controllo della vallata sottostante.

La piramide di Gaiato è costituita dalla Formazione di Pantano del Gruppo di Bismantova, caratterizzata da arenarie con cemento calcareo, stratificate in grosse bancate, e poggiate su formazioni prevalentemente argillitiche epiliguri e delle Unità Liguri (Argille varicolori di Cassio, Arenarie di Scabiazza, ecc.): si tratta, pertanto, di una forma d'erosione selettiva. Tutt'intorno al rilievo sono estesamente diffuse grandi, tipiche frane che, con le loro continue riattivazioni, tendono ad accentuare questo processo di degradazione in massa dei versanti. Almeno tre grandi frane si distaccano radialmente dalla rupe di Gaiato, entro la quale sono impostati i coronamenti (distacchi di tipo rotazionale); il loro corpo, stretto ed allungato, si sviluppa, invece, entro i complessi argillosi di base ed è caratterizzato da movimento prevalente per colamento, almeno superficialmente. Il piede (o fronte) di queste frane raggiunge i sottostanti alvei dello Scoltenna e del Panaro; la lunghezza complessiva delle frane, che scendono dalla rupe di Gaiato, raggiunge quasi i 2 km. Si tratta di frane intermittenti, documentate a partire, almeno, dal XVII secolo e che sono riattivate durante le stagioni piovose. Questo modello di frana è assai tipico e frequente in tutto l'Appennino modenese ed emiliano in genere.

La Formazione di Pantano si presenta intensamente fratturata e fagliata; quasi tutte le discontinuità tettoniche costituiscono le superfici di svincolo per i movimenti franosi che interessano l'ammasso roccioso di Gaiato. Buone osservazioni ravvicinate della roccia si possono effettuare percorrendo una sterrata che si stacca dalla strada asfaltata per Gaiato (nei pressi del

nucleo abitato di Cantone) e che conduce senza difficoltà alla torre.

### Bibliografia

Giusti C. & Pellegrini M. (1999) - *La Piramide di Gaiato*. In: “I beni geologici della Provincia di Modena”, Artioli Editore, Modena.

Tostatti G. (1982) - *Una frana in arenarie fratturate e in argille con inclusi litoidi: la frana di Gaiato nell'Appennino Modenese*. Atti Soc. Nat. Mat. di Modena, 113, 1-24.



La Piramide di Gaiato.

#### ***SCHEDA N. 14***

##### L'OFIOLITE DI VAL DI SASSO (estratto da Capedri S. & Lugli S., 1999)

L'affioramento della val di Sasso, situato sulla sponda sinistra del Torrente Scoltenna, lungo la strada che da Querciagrossa sale verso Pavullo, si staglia spettacolare con le sue pareti verticali, guglie e pinnacoli, dai sedimenti argillosi che lo circondano. Esso, a scala dell'affioramento, presenta aspetti caratteristici delle lave dei fondi oceanici attuali (MORB: *Mid Ocean Ridge Basalts*) ai quali è assimilabile per genesi. Tra questi, importanti sono le strutture mammellonari, definite a cuscini (o "*pillow lavas*" nella terminologia anglosassone), che rappresentano delle sacche di lava con forma approssimativamente cilindrica che si formano quando il magma consolida in presenza d'acqua; le strutture a cuscini sono conservate solo localmente, laddove la tettonizzazione e lo smembramento delle masse basaltiche sono stati meno intensi, per esempio in corrispondenza del taglio stradale nella parte più bassa dell'ammasso. Queste strutture primarie non sono presenti nella parte sommitale dell'affioramento, dove predominano breccie derivate per smembramento dei basalti e contenenti rari frammenti di rocce sedimentarie carbonatiche di colore chiaro. Caratteristica comune alle lave sottomarine è anche la presenza a Val di Sasso di ialoclastiti, in posizione interstiziale tra *pillows* contigui; si tratta di breccie magmatiche a frammenti microgranulari di colore verde, originatesi a seguito della frammentazione del materiale lavico per brusco raffreddamento a contatto con l'acqua marina (fenomeno di autoclastesi) e successiva cementazione dei frammenti vetrosi da parte di nuovo magma penetrato tra i clasti.

Nei basalti di Val di Sasso, i frammenti delle ialoclastiti non sono più vetrosi, ma il vetro magmatico, all'osservazione microscopica, è sostituito da clorite, riferibile alla varietà pycnochlorite e subordinatamente da ossidi di ferro e rari epidoti, minerali che conferiscono la colorazione verde a queste breccie. Frequenti sono le varioliti, ossia masserelle tondeggianti di varia dimensione, originariamente costituite da vetro, che sono addensate sulle superfici esterne

dei *pillows*, pure ascrivibili al rapido raffreddamento di materiale magmatico in presenza d'acqua, che sono frequenti nei basalti ofiolitici e dei fondi oceanici attuali.

Al microscopio il basalto è debolmente porfirico, vale a dire presenta rari fenocristalli (cristalli di più grosse dimensioni) di olivina sostituita da serpentino, immersi in una matrice a volte irrisolvibile, composta da albite arborescente, clorite, granuli di minerali opachi. Le fasi originarie, in pratica plagioclasio calcico, clinopirosseno, olivina e vetro, sono stati sostituiti dai minerali secondari prima ricordati (e cioè albite, clorite, serpentino, ossidi di ferro), a seguito di trasformazioni metamorfiche avvenute a bassa temperatura e in presenza di acqua nella crosta oceanica (metamorfismo oceanico). Questo tipo di metamorfismo opera anche nella crosta degli oceani attuali e costituisce un ulteriore elemento di similitudine tra gli oceani attuali e quelli del passato. Il processo metamorfico è noto anche con il termine "spilitizzazione" e quindi i basalti ofiolitici, che normalmente lo presentano in maggiore o minore misura, sono genericamente definiti spiliti. Durante il coinvolgimento nell'orogenesi appenninica le spiliti di Va1 di Sasso, al pari delle altre nel modenese, sono stati sottoposti a intensa tettonizzazione con conseguente fratturazione e cementazione da parte di calcite, più raramente di quarzo, prehnite, presenti in vene, e in minor misura da minerali opachi, albite e clorite. Durante la traslazione sul margine continentale la vecchia crosta oceanica e la soprastante sequenza sedimentaria hanno potuto interagire meccanicamente, dando origine a breccie poligeniche ad elementi basaltici e sedimentari, tipo quelle che si osservano nella parte sommitale di Va1 di Sasso.

L'affioramento di Va1 di Sasso è di interesse in quanto costituisce un frammento dei basalti che formavano la crosta della Tetide, poi smembrata a seguito di fenomeni orogenetici; questi basalti (E-MORB), poco comuni nell'Appennino settentrionale, generati per fusione parziale di un mantello arricchito in elementi fusibili, analogo a quello rappresentato dalle peridotiti serpentinite di Varana, Sassomorello e Pompeano, sono poco comuni nell'Appennino settentrionale, dove predominano basalti del tipo N-MORB.

### Bibliografia

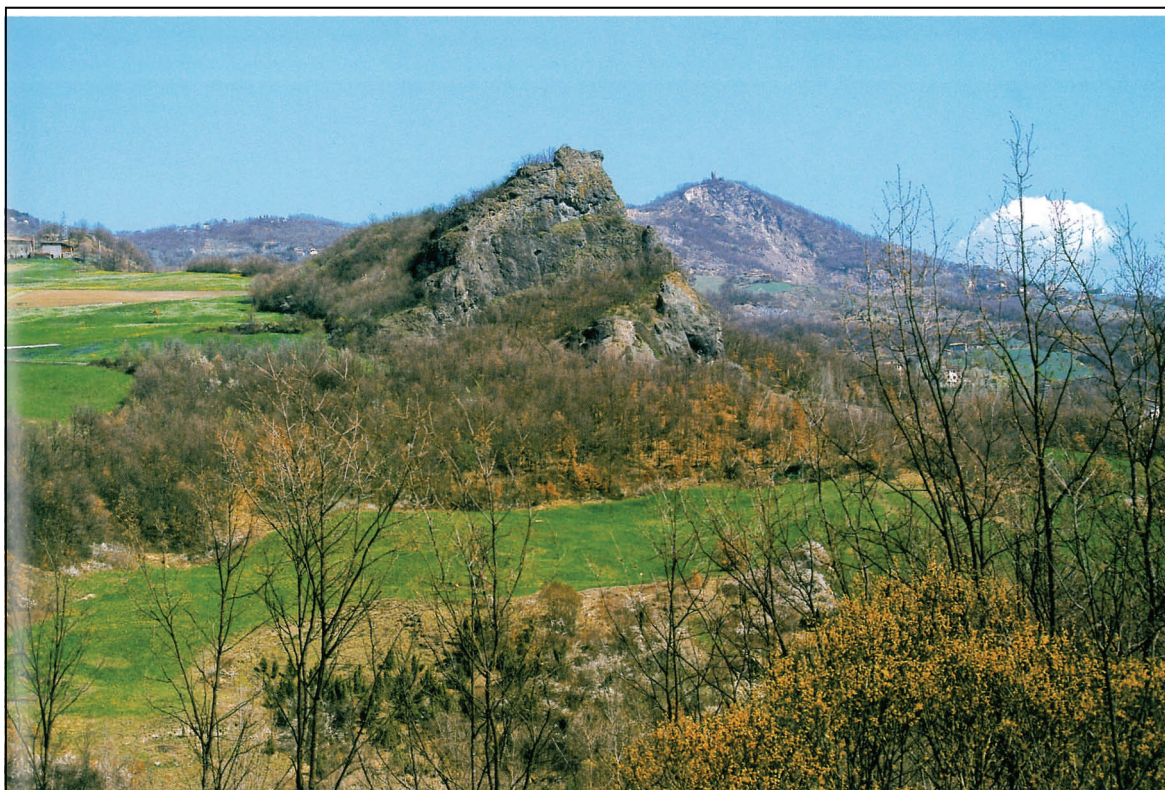
Bertacchini M. & Bonacini P. (1993) - *Le ofioliti dell'Emilia-Romagna: aspetti geologici e storici*. Atti Soc. Nat. Mat. Modena, 124, 57-94.

Bertolani M. & Capedri S. (1966) - *Le Ofioliti nelle province di Modena e Reggio Emilia*. Atti Soc. Nat. Mat. Modena, 97, 121-170.

Bertolani M., Capedri S. & Ligabue G. (1963) - *Le ofioliti della Valle dello Scoltenna (Appennino modenese)*. Mem. Soc. Geol. It., 4, 1-20.

Bocchi G., Calanchi N., Dal Rio G. & Vianello G. (1976) - *Studio chimico-petrografico delle ofioliti comprese tra le valle del T. Sillaro e del T. Panaro (Appennino Bolognese-Modenese)*. Atti Soc. Sc. Ist. Bologna, Cl. Sc. Fis., Rend., 13 (3), 165-200.

Capedri S. & Lugli S. (1999) - *L'ofiolite di Val di Sasso*. In: "I beni geologici della Provincia di Modena", Artioli Editore, Modena.



L'affioramento dell'ofiolite di Val di Sasso (foto tratta da "I beni geologici della Provincia di Modena", 1999).

### **SCHEDA N. 15**

#### L'OFIOLITE DI SASSO CERPARO (estratto da Capedri S. & Lugli S., 1999)

L'affioramento di Sasso Cerparo si trova poco a valle del ponte del Prugneto, sul greto in sponda sinistra del torrente Scoltenna; benché la sua mole sia modesta, esso appare ben visibile: specialmente a chi percorre la strada che scende verso il Panaro sulla destra dello Scoltenna, per la sua caratteristica morfologia a pareti verticali e il colore rossastro che contrasta con quello grigio delle rocce sedimentarie che lo circondano e il verde della vegetazione.

Le sue rocce furono utilizzate in passato come materiale ornamentale e in particolare per ricavare le colonne del cimitero monumentale di Modena; nella parte sommitale dell'ammasso sono evidenti i segni di un recente tentativo di sfruttamento del materiale basaltico.

Le lave del Sasso Cerparo presentano analogie con quelle dei fondi oceanici attuali. Mostrano, infatti, una ben sviluppata struttura a cuscini (*pillow lavas* nella terminologia anglosassone), ammassi sferoidali di lava, che rappresentano delle sacche di lava con forma approssimativamente cilindrica, che si formarono a seguito del brusco raffreddamento del magma in presenza di acqua; sono evidenti soprattutto nella parete meridionale dell'affioramento. Inoltre negli interspazi tra le masse mammellonari basaltiche, sono presenti minute breccie magmatiche verdastre (ialoclastiti), che si formarono per frantumazione del vetro vulcanico che rivestiva i *pillows* (processo autoclastico) e successiva cementazione da parte di nuovo magma penetrato tra le fratture; i frammenti di vetro sono attualmente sostituiti da prodotti cloritici. Una caratteristica dell'affioramento, che è pure comune a lave di fondo oceanico, è data dall'abbondanza di varioliti, cioè di masserelle sferiche, originariamente costituite da vetro vulcanico, di varia dimensione, che rivestono i *pillows*.

Al microscopio i basalti presentano aspetto arborescente, cioè i minerali che li costituiscono sono aggregati in strutture "a cavolfiore". Sono composti unicamente da minerali secondari, prevalentemente albite e clorite, oltre che da ossidi di ferro che impartiscono la caratteristica

colorazione rossastra alle rocce dell'affioramento; anche le varioliti sono costituite dagli stessi minerali secondari, ai quali possono essere associati raramente quarzo, carbonati e epidoti. Questi minerali secondari si formarono dai minerali magmatici (principalmente plagioclasio e clinopirosseno), per trasformazione metamorfica avvenuta sul fondo dell'oceano (metamorfismo oceanico) in condizioni di bassa temperatura e in presenza di acqua marina, fenomeno che avviene anche nella crosta degli oceani attuali e che è noto anche con il nome di "spilitizzazione": per ciò i basalti ofiolitici sono definiti genericamente col termine di spiliti. Le spiliti di Sasso Cerparo, coinvolte nell'orogenesi che portò allo smembramento della vecchia crosta oceanica, vennero intensamente brecciate e percorse da soluzioni acquose che depositarono calcite e quarzo in vene.

L'affioramento di Sasso Cerparo è quindi di interesse in quanto costituisce un frammento dei basalti che formavano la crosta della Tetide, poi smembrata a seguito di fenomeni orogenetici; questi basalti (E-MORB), generati per fusione parziale di un mantello arricchito in elementi fusibili, analogo a quello rappresentato dalle peridotiti serpentinite di Varana, Sassomorello e Pompeano, sono poco comuni nell'Appennino settentrionale, dove invece predominano basalti del tipo N-MORB.

#### Bibliografia

Bertacchini M. & Bonacini P. (1993) - *Le ofioliti dell'Emilia-Romagna: aspetti geologici e storici*. Atti Soc. Nat. Mat. Modena, 124, 57-94.

Bertolani M. & Capedri S. (1966) - *Le Ofioliti nelle province di Modena e Reggio Emilia*. Atti Soc. Nat. Mat. Modena, 97, 121-170.

Bertolani M., Capedri S. & Ligabue G. (1963) - *Le ofioliti della Valle dello Scoltenna (Appennino modenese)*. Mem. Soc. Geol. It., 4, 1-20.

Bocchi G., Calanchi N., Dal Rio G. & Vianello G. (1976) - *Studio chimico-petrografico delle o-*

*fioliti comprese tra le valle del T. Sillaro e del T. Panaro (Appennino Bolognese-Modenese). Atti Soc. Sc. Ist. Bologna, Cl. Sc. Fis., Rend., 13 (3), 165-200.*

Capedri S. & Lugli S. (1999) - *L'ofiolite di Sasso Cerpano*. In: "I beni geologici della Provincia di Modena", Artioli Editore, Modena.



L'affioramento dell'ofiolite di Sasso Cerpano, visto dalla Strada fondovalle del T. Scoltenna.



## **SCHEDA N. 16-17**

### L'OFIOLITE E L'IDROTERMALITE DI SASSO PUZZINO

L'ofiolite di Sasso Puzzino (scheda n. 16; estratto da Capedri S. & Lugli S., 1999a)

Il "Sasso Puzzino" affiora nei pressi di Renno di Pavullo, lungo la statale che collega Pavullo a Sestola, poco sopra il ponte del Prugneto sul torrente Scoltenna. È formato da due dossi separati dal Rio del Tufo. Esso è costituito da gabbri, cioè da rocce intrusive formatesi per il lento raffreddamento in condizioni intratelluriche dei magmi basaltici che, effusi sul fondo del mare tetideo, produssero basalti analoghi a quelli di Sasso Cerparo (scheda n. 15), Val di Sasso (n. 14), Boccasuolo e Sasso Tignoso. L'affioramento di Sasso Puzzino rappresenta il migliore esempio di rocce intrusive facenti parte della crosta giurassica del bacino della Tetide in territorio modenese.

Il gabbro (gabbro eufotide della vecchia letteratura) ha grana variabile, da grossa a media, ed è caratterizzato macroscopicamente dal clinopirosseno verde, molto sfaldabile (definito in passato come diallagio), e da plagioclasio di colore bianco. La sua struttura è di tipo isotropico, vale a dire le relazioni geometriche tra i minerali componenti si mantengono costanti nello spazio. Litologicamente si tratta di gabbro troctolitico, essendo composto da plagioclasio che può raggiungere la composizione di 70% in anortite, clinopirosseno riferibile a diopside smescolato in ortopirosseno, e da scarsa olivina, sostituita da serpentino a maglie del tipo antigorite: la cristallizzazione dei minerali magmatici, deducibile dalla osservazione microscopica, è iniziata con il plagioclasio, ed è proseguita con il clinopirosseno e l'olivina, che si sono separati in contemporanea. Presenti come accessori, ilmenite, pirite e calcopirite. La presenza di olivina. l'elevato rapporto  $Mg/(Mg+Fe) = 0,87$  del clinopirosseno e gli elevati contenuti in Cr, Ni e Co della roccia (dati non pubblicati e desunti da Capedri & Lugli, 1999), indicano che il gabbro di Sasso Puzzino si formò per solidificazione di un magma basaltico poco evoluto, cioè con caratteristiche chimiche molto prossime a quelle del magma primitivo generato nel mantello superiore.

Dopo la cristallizzazione magmatica, il gabbro ha subito trasformazioni metamorfiche che hanno condotto alla scomparsa completa (vedi: olivina) o parziale (vedi: plagioclasio e clinopirosseno) dei minerali magmatici che sono sostituiti da minerali metamorfici. Questi ultimi sono rappresentati dal già citato serpentino, che sostituisce l'olivina, da albite che sostituisce il plagioclasio labradoritico, da clorite, riferibile a penninite e anfibolo aciculare della serie tremolite-actinolite, che sostituiscono il clinopirosseno, e da epidoto. Tra i minerali secondari vanno citati la datolite in druse presente nel dosso orientale dell'affioramento; la natrolite, il talco, il quarzo, la prehnite e rare malachite e azzurrite presenti nel dosso occidentale. Le trasformazioni mineralogiche citate sono analoghe a quelle descritte nei gabbri ofiolitici in genere e in quelli della crosta degli oceani attuali, avvenute a bassa temperatura e in presenza di acqua marina (metamorfismo oceanico). Durante l'orogenesi appenninica, che ha condotto alla scomparsa del bacino della Tetide, la crosta oceanica e i gabbri in particolare hanno subito intense deformazioni, con formazione di breccie e faglie, che, al Sasso Puzzino, sono osservabili nella parte inferiore del dosso occidentale. Qui, in particolare si è prodotta una pasta minuta varicolore, irregolarmente chiazzata e attraversata da vene di calcite e quarzo, composta da clorite, albite, caolinite, muscovite, illite, pirite, ematite, titanite.

L'idrotermalite di Sasso Puzzino (scheda n. 17; estratto da Capedri S. & Lugli S., 1999b)

Nella vecchia letteratura erano definite con il termine di "idrotermaliti" rocce derivate per interazione tra soluzioni acquose di bassa termalità e originarie rocce ofiolitiche, che venivano trasformate anche profondamente, con scomparsa della vecchia mineralogia e arricchimento di nuovi minerali, soprattutto quarzo e carbonati. Il processo di trasformazione idrotermale è da collegare alla circolazione d'acque calde marine, ricche in vari componenti chimici - in particolare Ca, CO<sub>2</sub>, Si, H<sub>2</sub>O - entro la crosta oceanica, già modificata dal metamorfismo oceanico. Nelle rocce metamorfiche (spiliti, gabbri spilitizzati, serpentiniti) della crosta degli oceani attuali e

d'epoche passate e quindi anche in quella tetidea, sono depositati minerali di neoformazione, soprattutto carbonati e quarzo appunto, in fitti e complessi reticolati di vene, o che sostituiscono i minerali delle rocce di partenza, dando luogo a rocce nuove, le idrotermaliti appunto.

Le idrotermaliti presenti nel territorio modenese sono numerose, specialmente lungo il Torrente Scoltenna e sulla sponda destra della valle del Panaro in corrispondenza del Ponte Samone, ma in blocchi e ammassi di modestissime dimensioni: esse sono derivate, in ordine di frequenza, per trasformazione di serpentiniti, basalti spilitici, e gabbri.

Un piccolo ammasso di idrotermalite è situato all'altezza di Sasso Puzzino, all'interno di un tornante della strada statale che da Renno di Pavullo scende allo Scoltenna per portare a Sestola; è in gran parte ricoperto da depositi di versante: la roccia, pertanto, è visibile solo in corrispondenza dell'incisione stradale. La idrotermalite, profondamente tettonizzata, presenta colorazioni variabili dal bianco al giallo e al rosso con varia tonalità; è composta per la massima parte da matrice calcitica, percorsa da un complesso sistema di vene di varia dimensione di calcite e talco. Nella matrice carbonatica sono contenuti frammenti di gabbro a grana grossa, molto alterato, assimilabile per aspetto, a quello del vicino Sasso Puzzino. L'osservazione microscopica rivela la presenza, entro la matrice carbonatica, di frammenti di plagioclasio albitico, di clasti di serpentinite e di clasti di spinello di cromo di colore rossastro; presenti anche cristalli idiomorfi di serpentino, questi ultimi di cristallizzazione molto tardiva. I clasti presenti nella matrice, prima ricordati, indicano che, nel caso specifico, le soluzioni idrotermali interagirono con diverse litologie ofiolitiche di partenza. Oltre ai gabbri e alle serpentiniti, presenti come clasti all'interno della matrice carbonatica, il fenomeno idrotermale interessò probabilmente anche i basalti, ai quali può essere ricondotto per composizione lo spinello di cromo di colore rossastro presente in frammenti nella idrotermalite.

L'affioramento considerato è d'interesse, in quanto la roccia che lo forma documenta efficacemente i prodotti che si poterono generare, per interazione tra le rocce della vecchia crosta oceanica, già metamorfosata (spiliti, serpentiniti), e le soluzioni idrotermali che le permearono nella loro originaria collocazione ambientale. Esso è senz'altro meno appariscente di quello ben

più noto di Sasso dei Carli, affiorante presso Castelluccio di Montese: si colloca, tuttavia, in una zona più facilmente raggiungibile per chi voglia includere, in un percorso conoscitivo sulle principali litologie ofiolitiche presenti in territorio modenese, anche esempi di idrotermaliti.

#### Bibliografia

Bertacchini M. & Bonacini P. (1993) - *Le ofioliti dell'Emilia-Romagna: aspetti geologici e storici*. Atti Soc. Nat. Mat. Modena, 124, 57-94.

Bertolani M. (1962) - *La datolite di Renno (Valle dello Scoltenna, Modena)*. Atti Soc. Nat. Mat. Modena, 93, 19-26

Bertolani M. & Capedri S. (1966) - *Le Ofioliti nelle province di Modena e Reggio Emilia*. Atti Soc. Nat. Mat. Modena, 97, 121-170.

Bertolani M., Capedri S. & Ligabue G. (1963) - *Le ofioliti della Valle dello Scoltenna (Appennino modenese)*. Mem. Soc. Geol. It., 4, 1-20.

Bocchi G., Calanchi N., Dal Rio G. & Vianello G. (1976) - *Studio chimico-petrografico delle ofioliti comprese tra le valle del T. Sillaro e del T. Panaro (Appennino Bolognese-Modenese)*. Atti Soc. Sc. Ist. Bologna, Cl. Sc. Fis., Rend., 13 (3), 165-200.

Capedri S. & Lugli S. (1999a) - *L'ofiolite di Sasso Puzзино*. In: "I beni geologici della Provincia di Modena", Artioli Editore, Modena.

Capedri S. & Lugli S. (1999b) - *L'idrotermalite presso Sasso Puzзино*. In: "I beni geologici della Provincia di Modena", Artioli Editore, Modena.



Due immagini dell'ofiolite di Sasso Puzzino: in alto una panoramica dalla strada che da Renno scende verso il T. Scoltenna; nella foto in basso l'affioramento ripreso dalla carreggiata di accesso.



L'idrotermalite di Sasso Puzzino, in un affioramento lungo la strada che da Renno scende verso il T. Scoltenna.

## ***SCHEDA N. 18***

### **IL PLAGIOGRANITO DI RIO SAN MICHELE**

(estratto da Capedri & Lugli, 1999)

In territorio modenese plagiograniti e ferrogabbri compaiono unicamente nell'affioramento situato sulla destra del Rio San Michele, a valle di Renno, non lontano da uno spuntone roccioso costituito da breccia calcarea, denominato Sasso Rosso (scheda n. 19). È di modeste dimensioni (30x11 metri) e affiora male dalle peliti circostanti; il suo ritrovamento, pertanto, non è semplice. Ha una composizione eterogenea, come si può dedurre dall'osservazione macroscopica, che evidenzia la presenza di due litologie, una chiara e a grana molto minuta prevalente, e una di colore scuro e a grana più grossa, intimamente associate. Le rocce sono molto tettonizzate e si sbriciolano facilmente alla minima sollecitazione meccanica.

L'osservazione microscopica evidenzia che la frazione scura è riferibile a due diverse litologie:

- 1) una litologia gabbrica, a grana grossa, coinposta da plagioclasio albitico e clinopirosseno molto alterato, simile per aspetto e composizione ai gabbri ofiolitici e al gabbro del vicino Sasso Puzzino in particolare;
- 2) una litologia, a grana più minuta della precedente, che ha la composizione simile a quella dei ferrogabbri delle associazioni ofiolitiche, essendo composta da Mg-orneblenda spesso cloritizzata (la clorite ha la composizione della ripidolite) e plagioclasio oligoclasico torbido in proporzioni variabili, ai quali si associano abbondanti apatite, zircone e ilmenite che può raggiungere concentrazioni molto elevate, fino al 15% in volume della roccia.

La frazione chiara, invece, ha la composizione di plagiogranito, essendo costituita principalmente da plagioclasio sodico, subordinatamente da quarzo interstiziale e da rara orneblenda spesso cloritizzata, apatite e zircone.

Datazioni assolute ottenute mediante tracce di fissione sugli zirconi dell'affioramento, ne hanno confermato l'età giurassica. La roccia gabbrica, più antica, è attraversata da piccole vene più

recenti di ferrogabbro e di plagiogranito, che si intersecano vicendevolmente apparendo quindi contemporanee. Queste relazioni geometriche potrebbero suggerire una derivazione di ferrogabbri e plagiograniti dell'affioramento da magmi basici, in sintonia con quanto già proposto per le stesse rocce d'ambiente ofiolitico.

Tutte e tre le litologie dell'affioramento hanno subito ricostituzione mineralogica, con la comparsa d'albite limpida, presente anche in vene che cementano il plagioclasio primario torbido, clorite, riferibile a ripidolite, carbonati, pistacite, titanite e quarzo. Queste trasformazioni sono riconducibili al metamorfismo avvenuto a basse temperatura e sotto l'azione dell'acqua marina (metamorfismo oceanico). Successivamente e, in particolare, durante l'orogenesi appenninica, le rocce di questo affioramento, analogamente agli altri materiali della crosta della Tetide, andarono soggette ad intensa tettonizzazione. L'affioramento di Rio San Michele è d'interesse in quanto è costituito da prodotti molto rari in ambiente ofiolitico, originati per evoluzione molto spinta dei magmi basici che, prodotti per fusione parziale del mantello superiore (tipo Varana, Sassomorello, Pompeano, Vesale, Sasso del Corvo), solidificarono in condizioni intrusive per produrre i gabbri (tipo Sasso Puzzone) ed effusive per produrre i basalti (tipo Boccasuolo, Val di Sasso, Sasso Tignoso, Sasso Cerpano, Montespечchio).

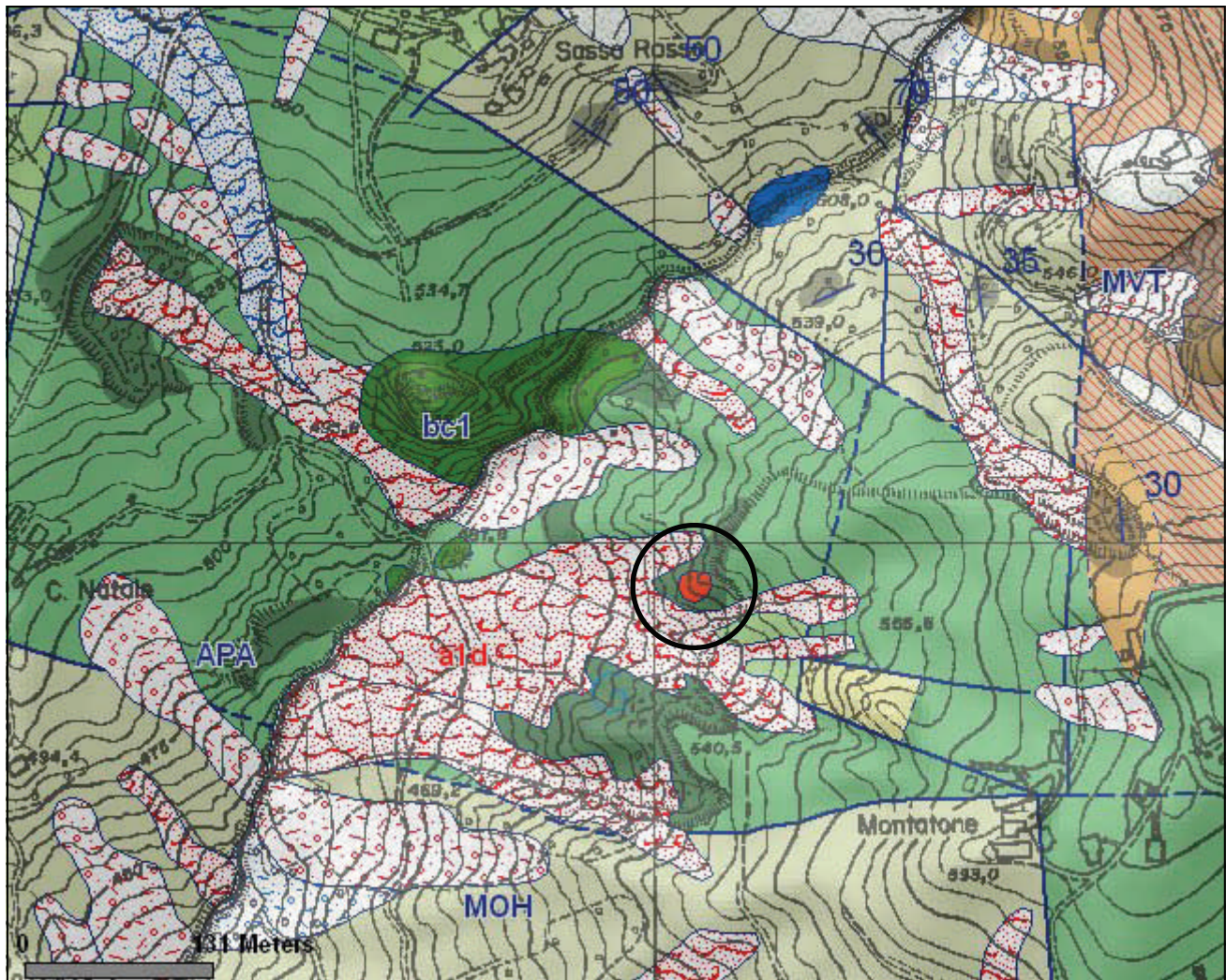
#### Bibliografia

Bertolani M. & Capedri S. (1966) - *Le Ofioliti nelle province di Modena e Reggio Emilia*. Atti Soc. Nat. Mat. Modena, 97, 121-170.

Bertolani M., Capedri S. & Ligabue G. (1963) - *Le ofioliti della Valle dello Scoltenna (Appennino modenese)*. Mem. Soc. Geol. It., 4, 1-20.

Capedri S. & Lugli S. (1999) - *Il plagiogranito di Rio San Michele*. In: "I beni geologici della Provincia di Modena", Artioli Editore, Modena.





Carta geologica della Regione Emilia-Romagna, nel quale si nota l'affioramento del plagiogranito di Rio San Michele (in rosso) ed il vicino affioramento della Breccia di Sasso Rosso (bc1).

## ***SCHEDA N. 19***

### **LA BRECCIA DI SASSO ROSSO**

(estratto da Capedri & Lugli, 1999)

Le radiolariti sono rocce sedimentarie organogene, originatesi per indurimento di fanghiglie ricche in radiolari, microfossili a scheletro siliceo, le quali si depositarono sul fondo di un bacino marino, in concomitanza con altre di tipo carbonatico e argilloso. Sono fittamente stratificate, scheggiose e il loro colore varia dal rosso di varia tonalità, al verde e al grigio. Le radiolariti sono litofacies caratteristiche delle sequenze ofiolitiche. Esse rappresentano brandelli delle sequenze sedimentarie che si depositarono sulla crosta basaltica dell'oceano tetideo, e che, a seguito dell'orogenesi, furono trasportati sul continente, assieme a calcari e a sedimenti argillosi (costituenti le "Argille Scagliose" della vecchia letteratura) e alle ofioliti.

Le radiolariti sono poco frequenti nelle associazioni ofiolitiche appenniniche e in quelle dell'Appennino emiliano, in particolare. Nel Modenese rocce contenenti gusci di radiolari si rinvencono nello spuntone roccioso, indicato come Sasso Rosso nella toponomastica del luogo, che emerge dai sedimenti argillosi sulle due sponde del Rio San Michele nelle vicinanze di Renno di Pavullo. Si tratta in realtà di una breccia formata da frammenti a spigoli vivi che possono raggiungere alcune decine di centimetri, policroma, variabile dal rosato al rosso, all'avorio e al verdastro, ed attraversata da vene di carbonati. Di buona qualità estetica, è stata oggetto di un tentativo d'estrazione per fini commerciali. L'osservazione microscopica evidenzia che i frammenti sono costituiti in parte da rocce carbonatiche a grana minuta contenenti resti di radiolari, e in minor misura da radiolariti, i cui radiolari sono sostituiti da carbonati.

L'importanza dell'affioramento di Sasso Rosso risiede nella rarità, in ambiente modenese, di radiolariti, tassello non trascurabile nella ricostruzione della smembrata oceanica della Tetide.

## Bibliografia

Bertolani M., Capedri S. & Ligabue G. (1963) - *Le ofioliti della Valle dello Scoltenna (Appennino modenese)*. Mem. Soc. Geol. It., 4, 1-20.

Capedri S. & Lugli S. (1999) - *La breccia di Sasso Rosso*. In: “I beni geologici della Provincia di Modena”, Artioli Editore, Modena.



Gli affioramenti di diaspri di Sasso Rosso (foto tratta da “I beni geologici della Provincia di Modena”).

## ***SCHEDA N. 20***

### **LE FAGLIE MESOSCOPICHE DI SASSOGUIDANO**

(estratto da Capitani, 1999)

Dagli abitati di Pavullo o di Verica s'inbocca la S. P 27 e, deviando un po' verso sud, su una strada non asfaltata, si raggiunge la località di Sassoguidano, sede di un'antica Pieve e di un cimitero.

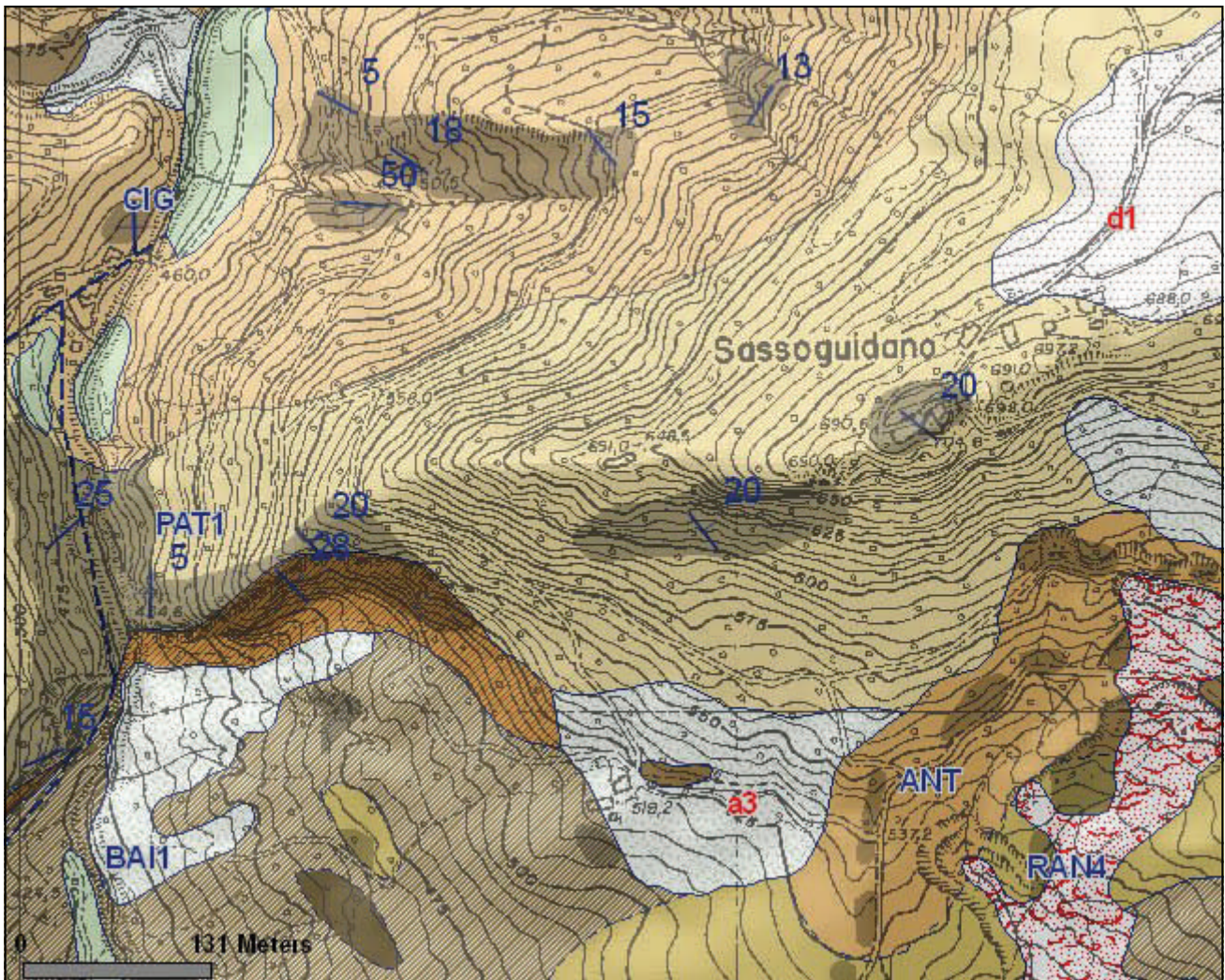
Lungo le ripide pareti che bordano la dorsale si hanno alcuni affioramenti, che mostrano numerose superfici di faglie mesoscopiche, con vari tipi di indicatori cinematici, entro la Formazione di Pantano (Burdigaliano sup.? - Langhiano inf.?). Le rocce interessate dalle strutture tettoniche fragili sono in prevalenza delle calcareniti da fini a grossolane con bioclasti.

Le faglie sono organizzate in due insiemi quasi - coniugati, a cinematica trascorrente. Le strutture presentano in generale un'inclinazione elevata (da 70° a 90°) e un'orientazione circa N 110° - 120°, le faglie destre, e N 160° - 180°, quelle sinistre. Le superfici di faglia, quando non eccessivamente dilavate, appaiono come piani lucidati, solcati da strie, e sui quali sono riconoscibili diversi tipi di indicatori di movimento, tra i quali i più frequenti sono gli scalini in calcite fibrosa, le fratture secondarie di Riedel e le fratture a mezzaluna: queste, che si formano sulle superfici di faglia, permettono di stabilire il tipo di movimento con cui si è mossa la faglia. Gli scalini in calcite fibrosa sono gli indicatori cinematici più frequenti, riconoscibili anche su quelle superfici di faglia che hanno subito un'intensa alterazione e un forte dilavamento, tanto da perdere quasi completamente l'originario aspetto planare e le altre strutture, che ne fanno riconoscere la natura di superfici sedi di movimenti tettonici (superficie lucida, strie e altri indicatori cinematici). Sulla superficie di faglia, quando è ben conservata, si possono riconoscere, invece, più tipi di indicatori cinematici, potendo verificarne la coerenza reciproca, effettuarne la misura, ecc. In alcuni casi, gli scalini in calcite fibrosa sono conservati per la loro intera lunghezza, in quanto si riconoscono, alla loro estremità esterna, i resti di roccia che costituivano l'attacco dell'originaria vena fibrosa sul labbro opposto alla superficie di faglia. Nei pressi della chiesa di Sassoguidano si possono,

inoltre, compiere osservazioni sull'effetto di controllo che le strutture interne alla roccia, in questo caso di origine tettonica, possono avere nei confronti dell'evoluzione morfogenetica dei versanti. Vi sono, infatti, vari esempi di come l'attività gravitativa di versante sia condizionata dalla presenza di un reticolato di faglie sistematicamente orientate secondo due direzioni preferenziali, delle quali una è all'incirca parallela alla scarpata che forma il versante orientale della dorsale di Sassoguidano, l'altra è ad essa trasversale. Si hanno, quindi, le evidenze di diversi movimenti di crollo e di ribaltamento di blocchi e lastre di roccia, delimitati da faglie. Diverse faglie, a causa dei dissesti gravitativi, si sono trasformate in grandi fenditure, alcune delle quali stanno probabilmente all'origine della formazione di grotte, inghiottitoi e strutture doliniformi, segnalate nella zona (vedi scheda 10).

#### Bibliografia

- Capitani M. & Gibertini M. (1995) - *Rapporti tra strutture tettoniche, fenomeni gravitativi e morfosculture di tipo carsico nella zona di Pavullo nel Frignano (Appennino modenese)*. Atti Soc. Nat. Mat. Modena, 125, 77-95
- Capitani M. & Sasso F. (1995) - *Analisi mesostrutturale della Formazione di Bismantova di Pavullo nel Frignano (Appennino modenese)*. Atti Tic. Sc. Terra, 37, 99-110.
- Capitani M. (1999) - *Le faglie mesoscopiche con indicatori cinematici a Sassoguidano*. In: "I beni geologici della Provincia di Modena", Artioli Editore, Modena.



Gli affioramenti, presso Sassoguidano, della Formazione di Pantano (PAT1): in giallo più scuro i lembi affioranti nei quali si riconoscono importanti strutture tettoniche.

## ***SCHEDA N. 21***

### **LA FAGLIA DI NIVIANO**

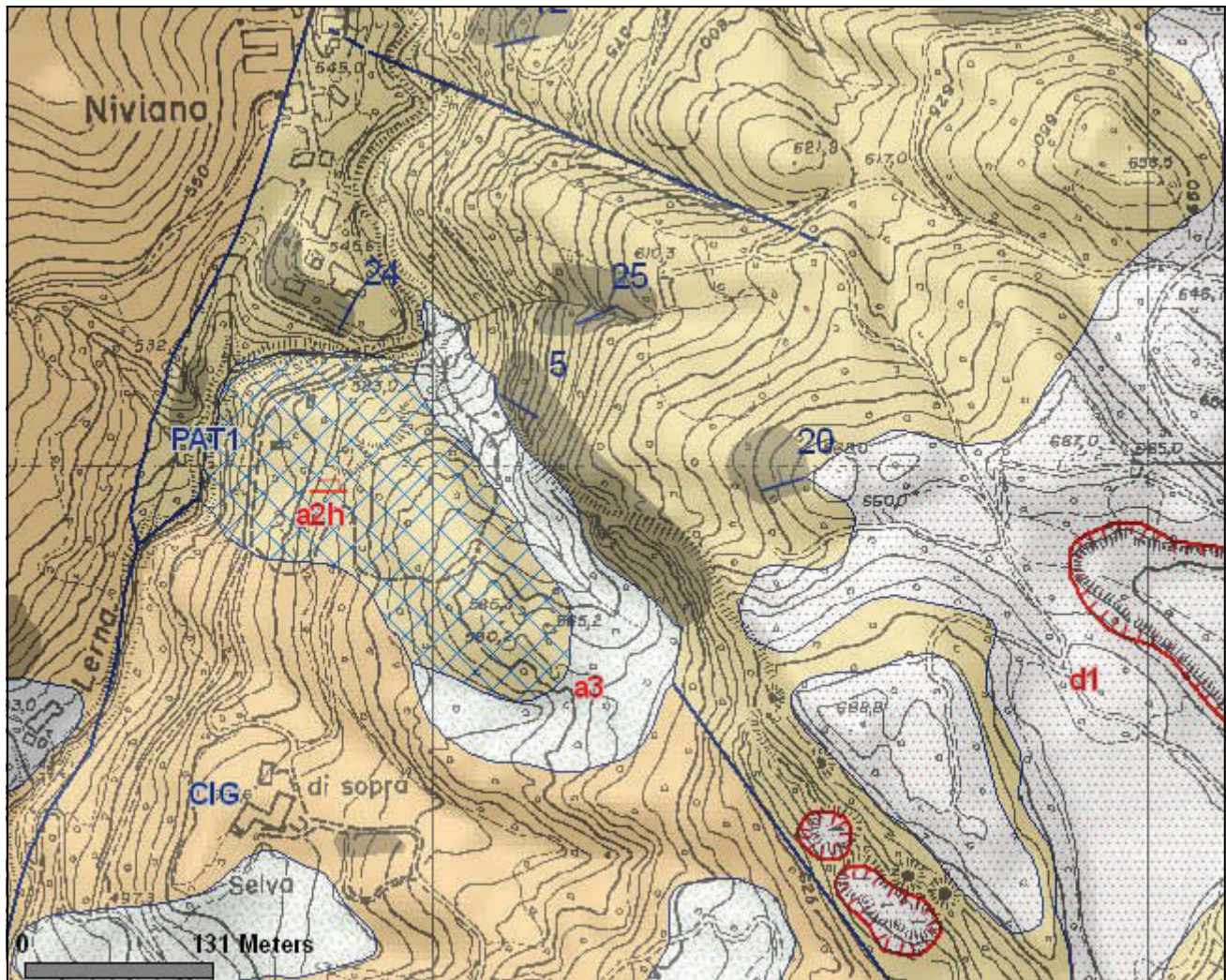
(estratto da Capitani, 1999)

Da Pavullo, oppure Verica, è possibile raggiungere, dopo un breve tratto, l'abitato di Niviano. A circa 100 m a SE rispetto alle abitazioni, sul fianco sinistro della valle del T. Lerna, si erge un'alta parete rocciosa in calcareniti della Formazione di Pantano (Burdigaliano sup. ? - Langhiano inf. ?). La parete si eleva a picco, a tergo dell'aia di una cava di materiale lapideo. Su di essa si riconoscono faglie mesoscopiche trascorrenti, destre ad andamento circa N 110° - 120° e sinistre ad andamento N 160° - 180°.

Nell'area della cava si possono compiere osservazioni di dettaglio sul materiale roccioso, che è molto cataclasato in seguito alla deformazione tettonica, legata ai movimenti della faglia mesoscopica in questione, la quale presenta un assetto simile a quello delle faglie mesoscopiche trascorrenti destre e giustapposte lateralmente le rocce della Formazione di Pantano a quelle della Formazione di Cigarello. Data la differente età delle rocce giustapposte, probabilmente la faglia di Niviano è stata sede anche di movimenti a componente verticale, con abbassamento relativo del blocco meridionale rispetto a quello settentrionale.

#### Bibliografia

- Capitani M. & Gibertini M. (1995) - *Rapporti tra strutture tettoniche, fenomeni gravitativi e morfosculture di tipo carsico nella zona di Pavullo nel Frignano (Appennino modenese)*. Atti Soc. Nat. Mat. Modena, 125, 77-95
- Capitani M. (1999) - *La faglia di Niviano*. In: "I beni geologici della Provincia di Modena", Artio- li Editore, Modena.



L'area di Niviano in cui, presso un fronte di cava abbandonato, è possibile osservare faglie mesoscopiche trascorrenti.