I GESSI E LA CAVA DI MONTE TONDO
Memorie dell'Istituto Italiano di Speleologia
s. II, 26, 2013, pp. 15-43

GLI ANTICHI FONDOVALLE DELLA VENA DEL GESSO NEI DINTORNI DI MONTE TONDO (Romagna Occidentale)

Stefano Marabini[1], Gian Battista Vai[2]

Riassunto
La Vena del Gesso Romagnola, col suo fulcro nella valle del Senio e in quelle parallele da Santerno a Lamone, offre campo alla ricostruzione degli antichi fondovalle appenninici e della loro storia a partire da almeno 500.000 anni fa (500 ka). I depositi alluvionali frequenti al margine pedemontano e quelli intravallivi sempre più sporadici verso monte possono venir correlati con i resti di superfici erosive conservate sul gesso a preferenza delle argille e marne sabbiose, là dove fiumi e torrenti tagliano la Vena. In sezioni longitudinale all'asse della Vena e trasversali ad essa, lungo i corsi d'acqua, sono distinti una superficie sommitale e almeno cinque intervalli di stazionamento (stasi erosiva) a controllo climatico principale, che sono quindi assimilati a principali e più duraturi fondovalle del recente passato geologico. I criteri di correlazione usati sono geometrici (quota e pendenza media delle superfici terrazzate), e stratigrafici, con riferimento speciale alla stratigrafia isotopica (MIS) calibrata con resti paleontologici e datazioni cronometriche. In questo quadro la superficie sommitale testimonierebbe lo stazionamento del MIS 11, e i principali fondovalle cartografati corrisponderebbero ai MIS 9, MIS 7, MIS 5, MIS 3, e poi MIS 3 e MIS 2. La cattura del Senio a opera del Sintria sarebbe avvenuta fra MIS 9 e MIS 8 (a circa 300 ka), e l'individuazione della Tana del Re Tiberio a Borgo Rivola nel MIS 4 (a circa 65 ka).
Parole chiave: terrazzi fluviali (UBSU), cattura fluviale, correlazioni stratigrafiche, MIS, tasso di sollevamento e disturbi tettonici, Vena del Gesso.

Abstract
The Vena del Gesso cross cut by the Santerno, Senio and Lamone rivers is a test site to restore ancient valley floors in the Romagna Apennines and their history beginning at least 500 ka ago. Alluvial deposits, common at the foothill margin and scattered up valley, can be traced to match erosive surfaces preserved easier in gypsum rather than clay at the river crossing the Vena del Gesso. Sections across and along the Vena del Gesso show the inferred initial topmost surface and at least five main valley floors related to erosive stasis having a main climatic control. Correlation was based on geometric (altitude and dip of terraced surfaces) and stratigraphic criteria with special reference to MIS stratigraphy calibrated by fossils and cronometric dating. In this frame, the topmost surface would match with MIS 11, and the main valley floors with MIS 9, MIS 7, MIS 5, MIS 3, and after this MIS 3 to MIS 2. Capture of Senio River by Sintria River would appear to have taken place between MIS 9 and MIS 8 (at about 300 ka), and the origin of Re Tiberio Cave during MIS 4 (at about 65 ka).
Keywords: *Fluvial Terrace (UBSU), River Capture, Stratigraphic Correlation, MIS, Uplift Rate and Tectonic Forcing.*

[1] Museo Geologico Giovanni Capellini, Alma Mater Studiorum Università di Bologna – stemarabini@libero.it

[2] Museo Geologico Giovanni Capellini, Alma Mater Studiorum Università di Bologna – giambattista.vai@unibo.it

Una sessantina di anni fa il grande geologo romagnolo Giuliano Ruggieri (1919–2002), in una breve nota titolata *Probabile cattura dell'alto e medio corso del Senio da parte del Sintria* (1951), lanciò l'ipotesi che nel passato geologico l'alveo del torrente Senio fosse stato appunto "catturato" da quello del suo affluente, in sinistra Sintria, all'altezza di Riolo Terme, deviando in tal modo da un originario tracciato quasi rettilineo che si snodava verso nord lungo l'attuale valle del Rio Sanguinario (fig. 1).

All'origine di questo evento paleoidrografico ci sarebbero state per Ruggieri soprattutto «*deformazioni trasversali della catena*» (Ruggieri 1951, p. 331), cioè movimenti neotettonici che avrebbero in sostanza favorito un più rapido approfondimento per erosione della valle del Sintria rispetto a quella del Senio. Ruggieri suggerì comunque, in nota, di considerare anche la «*possibilità di migrazione di parte delle acque del bacino del Senio in quelle del Sintria per via carsica attraverso la zona dei gessi di cui l'orientamento della ben nota Tana del Re Tiberio starebbe a dimostrare l'effettivo realizzarsi*» (p. 331). Per inciso, fu lo stesso Ruggieri alla fine degli anni '50 a segnalare all'ANIC la zona di Monte Tondo in fronte di Borgo Rivola, in cui si trova appunto la Tana del Re Tiberio, come idonea per l'apertura della grande cava che ha devastato questo comparto della Vena del Gesso. Ce lo confessò di persona nel dicembre 2000 l'ultima volta che venne a Imola, città natale e dei suoi primi rilevamenti, salutandoci con il sorriso arguto come di un bimbo consapevole di averla fatta veramente grossa.

Per quanto concerne la cronologia della "*cattura fluviale*", Ruggieri stimò, a partire da una analisi critica dei terrazzi fluviali intravallivi, che essa fosse avvenuta tra l'inizio della maggiore glaciazione Riss e la fine dell'interglaciale Riss–Würm (quindi in un lasso di tempo che la cronologia climatica corrente colloca grosso modo tra inizio MIS 6 e fine MIS 5 oppure tra circa 200.000 e 75.000 anni fa) (fig. 2). E per valutare la serietà scientifica dell'approccio di Ruggieri, non è fuori luogo ricordare che egli stesso e Raimondo Selli (1916–1983) furono tra i primi studiosi moderni a introdurre la tradizionale classificazione dei terrazzi in quattro ordini riferiti all'altezza rispetto agli alvei attuali, che in parte è stata utilizzata fino a poco tempo fa nella cartografia geologica ufficiale al 100.000 (Ruggieri 1949).

Se negli ultimi anni le ricerche speleologiche hanno notevolmente chiarito le linee di evoluzione carsica dei gessi di Monte Tondo, non ci risulta che qualcuno abbia ulteriormente verificato le connessioni e gli effetti che l'ipotesi paleoidrogeologica di Ruggieri può aver avuto sul carsismo della Vena del Gesso.

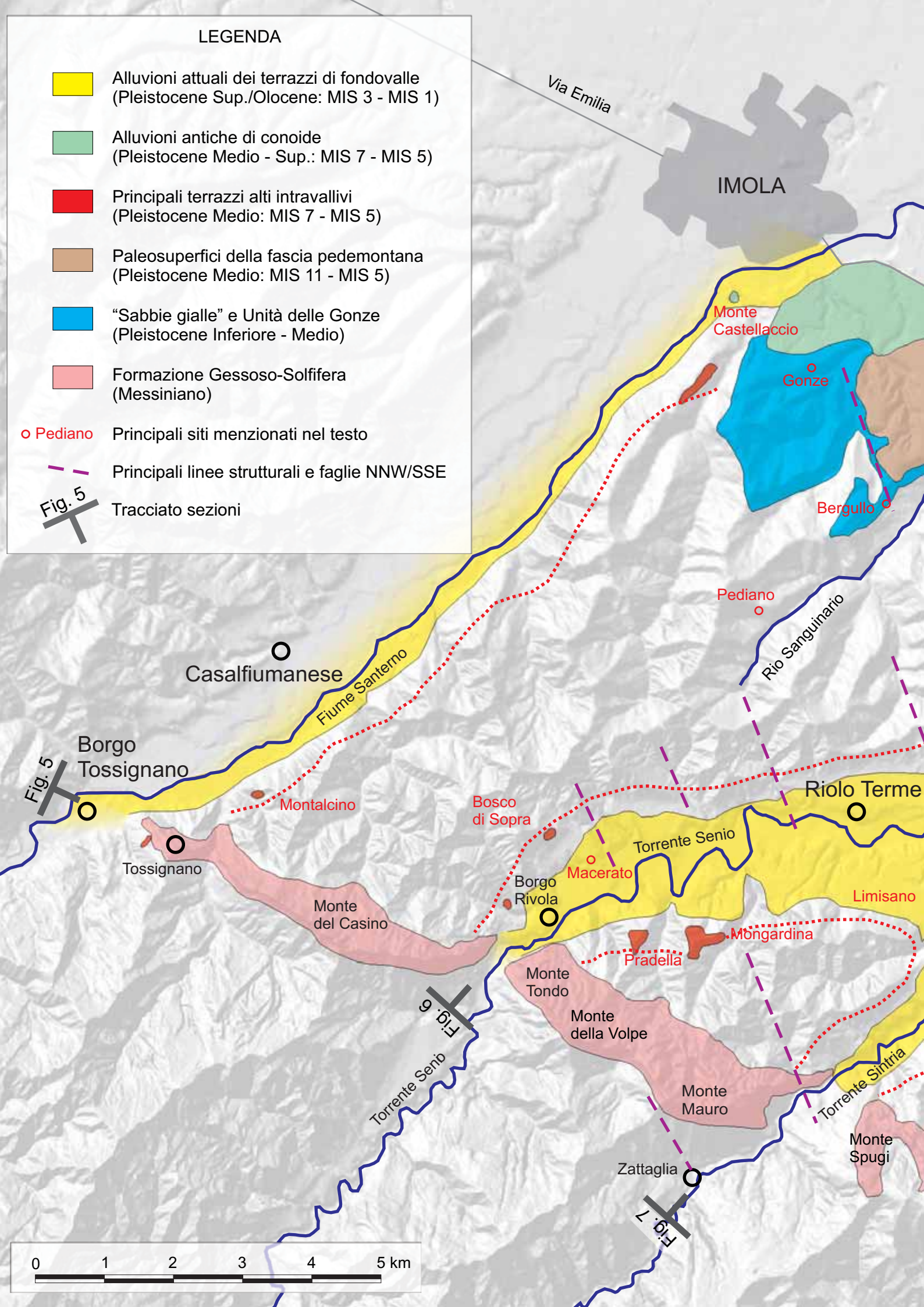
Per quanto riguarda invece l'ipotesi della "*cattura fluviale*", una conferma indipendente rispetto a Ruggieri è fornita da un recente studio tettonico che la mette in relazione con il sistema di faglie WNW–ESE che ha rigettato verso l'alto di circa 260 m i terreni del Pliocene superiore situati a nord di Riolo Terme, e che la colloca nell'intervallo tra 260 ka e 155 ka fa (Picotti *et alii* 2009).

Abbiamo quindi ritenuto che i tempi siano maturi per una celebrazione non solo storica ma anche tematica dello studio di Ruggieri (1949, 1951), potendoci avvalere anche di alcuni dati inediti di cartografia e stratigrafia dei terrazzi fluviali della zona di Monte Tondo e dintorni. In particolare, per verificare la cronologia della "*cattura fluviale*", ci siamo proposti un tentativo di correlare i terrazzi con la stratigrafia degli isotopi dell'ossigeno, obiettivamente uno dei principali progressi conseguiti in anni recenti nello studio dei terreni quaternari. Essa consente di riconoscere e ordinare le principali oscillazioni climatiche degli ultimi due milioni di anni nella successione di oltre un centinaio di stadi o MIS (*Marine Isotope Stages)* numerati all'indietro a partire della nostra epoca calda attuale (che è il MIS 1) (fig. 2).

In sintesi, ci proponiamo in primo luogo di discutere ulteriormente rispetto a Ruggieri (1951) delle tracce di antichi fondovalle riconoscibili ai lati del Senio su Monte Tondo e dintorni, cioè di lembi di terrazzi fluviali, gradini morfologici senza coperture detritiche e strutture carsiche che in qualche modo possano essere messe in relazione con i periodi di maggior stasi nell'evoluzione morfologica del corso d'acqua, la cui tendenza nel tempo, in ragione del sollevamento dell'Appennino, è il graduale approfondimento erosivo dell'incisione valliva. E inoltre, per approssimare quanto più il significato cronologico di questo insieme di indizi sedimentari e morfologici lasciatici dal Senio, e dagli altri corsi d'acqua della Vena, avanziamo tentativi di correlazione, sia geometrici che stratigrafici, con i resti di superfici terrazzate che si conservano più estesamente verso nord presso lo sbocco in pianura delle valli di Sanguinario, Senio, e Sintria (fig. 1).
Quali possono essere i limiti del nostro approccio, al di là della carenza di datazioni cronometriche dei depositi e degli eventi sedimentari, di cui siamo comunque ben consci?
Una prima incognita è connessa al problema di quanto la formazione e la conservazione dei terrazzi fluviali abbia risentito delle variazioni nel tempo del trasporto solido dei corsi d'acqua, che come è ben intuibile nel caso in oggetto è stato condizionato dal conflittuale equilibrio tra alterne condizioni climatico–vegetazionali e il contesto neotettonico di sollevamento. Un classico caso di *"cane che si morde la coda"*, che va assolutamente evitato.
Ma l'incertezza principale è la carenza di informazioni dettagliate a tutt'oggi sulle linee tettoniche, soprattutto faglie verticali, che possono aver dislocato longitudinalmente od obliquamente la fascia pedeappenninica compresa tra la Vena e la pianura tra il Pleistocene Medio e l'Attuale, così da rendere meno affidabili le correlazioni geometriche dei fondovalle man mano più antichi.

Stadi isotopici e terrazzi fluviali nelle valli romagnole

A metà Ottocento, negli anni pionieristici del suo sviluppo in chiave moderna, la geologia si ravviva per la prima vera rivoluzione paleoclimatica. Il giovane svizzero Louis Agassiz (1807–1873), che successivamente sarebbe diventato cittadino degli Stati Uniti e uno dei più famosi scienziati del tempo, seguendo le orme del conterraneo Jean Charpentier (1786–1855), scopre le glaciazioni continentali e reinterpreta il *Diluvium* o *Drift* delle pianure europee e nordamericane come residuo clastico morenico/diamictitico abbandonato dalle grandi calotte glaciali pleistoceniche durante le fasi interglaciali di fusione. Così le quattro (o cinque) grandi glaciazioni nordiche di pianura e le corrispettive alpine (Günz, Mindel, Riss, Würm, più l'antica del Donau) diventarono criteri cronologici di suddivisione dei depositi glaciali e periglaciali e dei possibili equivalenti alluvionali (*Alluvium*) alle latitudini meridionali.
Un secolo dopo, a metà Novecento, una seconda rivoluzione paleoclimatica rinnova la stratigrafia e la geologia, questa volta partendo dagli oceani. Adesso è il bolognese Cesare Emiliani (1922–1995), che proprio come Agassiz ebbe una fulgida carriera di ricercatore negli Stati Uniti, a scoprire le glaciazioni oceaniche, rivitalizzando le curve paleoclimatiche milankoviane di tipo astronomico e individuando un numero almeno doppio di glaciazioni principali, a scansione di circa 100 ka durante il Pleistocene glaciale (ultimi 800 ka). Il criterio diagnostico individuante si trovava nelle fluttuazioni cicliche dell'isotopo stabile O^{18} nei gusci fossili dei foraminiferi correlato con la quantità di ghiaccio stivato ai poli. La curva isotopica rispetto al tempo (figg. 2–3) poteva quindi venir trasformata nelle curve equivalenti di temperatura delle acque marine e di livello dei mari (fig. 4). Emiliani aveva iniziato quegli studi con Selli a Bologna, dove operava anche il quasi coetaneo Ruggieri, all'interno di un


LEGENDA
Alluvioni attuali dei terrazzi di fondovalle
(Pleistocene Sup./Olocene: MIS 3 - MIS 1)
Alluvioni antiche di conoide
(Pleistocene Medio - Sup.: MIS 7 - MIS 5)
Principali terrazzi alti intravallivi
(Pleistocene Medio: MIS 7 - MIS 5)
Paleosuperfici della fascia pedemontana
(Pleistocene Medio: MIS 11 - MIS 5)
"Sabbie gialle" e Unità delle Gonze
(Pleistocene Inferiore - Medio)
Formazione Gessoso-Solfifera
(Messiniano)
Pediano
Principali siti menzionati nel testo
Principali linee strutturali e faglie NNW/SSE
Fig. 5
Tracciato sezioni
Via Emilia
IMOLA
Monte Castellaccio
Gonze
Bergullo
Pediano
Rio Sanguinario
Casalfiumanese
Fiume Santerno
Borgo Tossignano
Fig. 5
Montalcino
Tossignano
Monte del Casino
Bosco di Sopra
Riolo Terme
Torrente Senio
Macerato
Borgo Rivola
Limisano
Mongardina
Pradella
Monte Tondo
Monte della Volpe
Fig. 6
Torrente Senio
Monte Mauro
Torrente Sintria
Monte Spugi
Zattaglia
Fig. 7
0
1
2
3
4
5 km

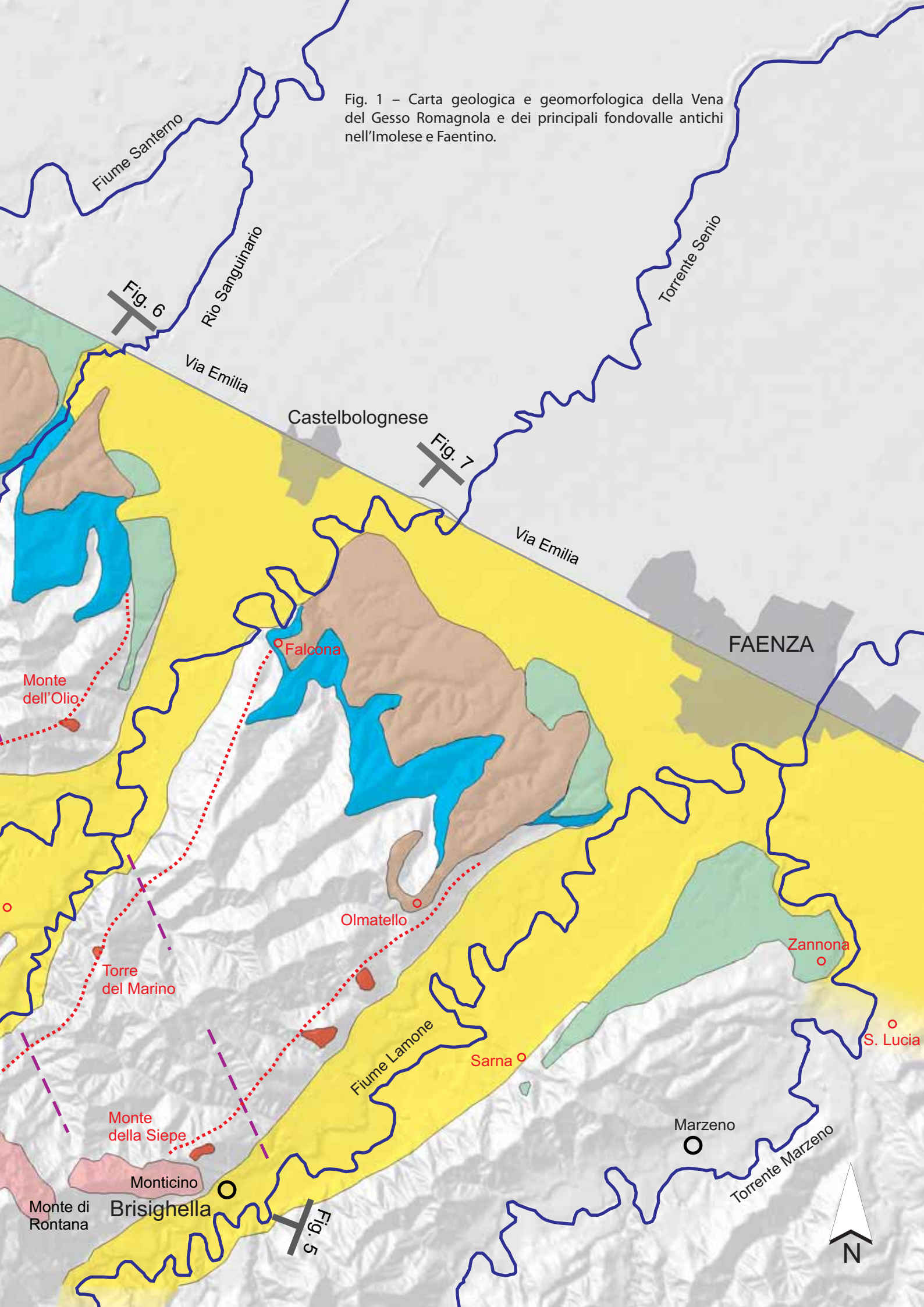


Fig. 1 – Carta geologica e geomorfologica della Vena del Gesso Romagnola e dei principali fondovalle antichi nell'Imolese e Faentino.

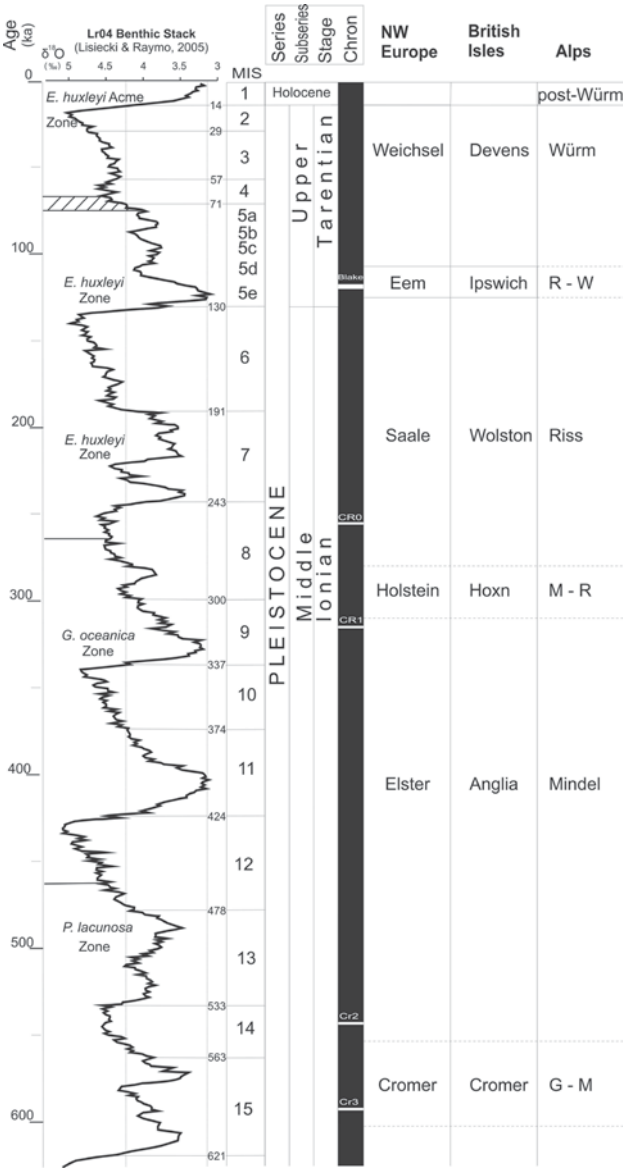


Fig. 2 – Quadro di riferimento stratigrafico per il Pleistocene Medio–Superiore e Olocene.

cerchio di collaborazioni e amicizie universitarie bolognesi che in quei decenni ha fornito un contributo fondamentale alla stratigrafia del Quaternario e allo sviluppo della geologia marina nel mondo.

La scala degli stadi isotopici di Emiliani (1955; 1966) è nata dallo studio di carote continue in sedimenti oceanici intertropicali, in cui egli ha riconosciuto prima 14 poi 17 stadi a partire da oggi; contemporaneamente la scala è stata verificata su argille pelagiche del Pliocene e Pleistocene affioranti in superficie. Gli stadi sono stati poi datati con metodi paleontologici, magnetici e radiometrici. Presto gli stadi sono stati correlati agevolmente con carote di sedimenti perforate alle alte latitudini, e poi estesi a parte del Terziario in depositi di ogni ambiente esposti sui continenti (in particolare lacustri e di *loess*) e in carote di ghiaccio fossile nelle calotte polari (Antartide e Groenlandia). Si è così dimostrato l'altissimo potenziale di correlazione della scala isotopica di Emiliani a livello globale.

La stratigrafia a isotopi dell'ossigeno ha avuto moltissime conferme e fatto enormi progressi. Tuttavia non è mai facile una correlazione sicura tra le più o meno grandi variazioni paleoclimatiche e i loro effetti sulla sedimentazione e la geomorfologia del passato. Ad esempio per quanto riguarda la genesi dei terrazzi, se da un lato è scontato che debba sempre ammettersi un controllo climatico, nella realtà ci sono molti altri fattori in gioco, anche opposti, in particolare erosione fluviale, gradiente, distanza dalla foce, portata, latitudine, natura del substrato, sollevamento e neotettonica.

Nel caso specifico dei fiumi romagnoli, caratterizzati da alto gradiente, foce poco distante dallo sbocco in pianura, bassa portata, e substrato prevalente torbiditico (Form. Marnoso Arenacea), in prima approssimazione noi riteniamo valga un modello che comporta principalmente incisione delle valli durante i periodi glaciali e invece aggradazione dei depositi e sovralluvionamento durante gli interglaciali. Il motivo fondamentale è il ruolo svolto dal sollevamento appenninico evidente, documentato per la culminazione romagnola a partire almeno da 700–600 ka (quota odierna delle Sabbie Gialle littorali al margine appenninico fin sui 300 m). Ci sono almeno due collaudi sperimentali di tipo attualistico che confermano questa scelta concettuale. Un primo collaudo riguarda la ricostruzione dell'evoluzione geomorfologica del Santerno nell'Imolese durante gli ultimi 500 anni (Vai 1986); infatti nella Piccola Età Glaciale, è stato sufficiente un minimo abbassamento del livello del vicino Adriatico e un aumento climatico del trasporto solido per spostare a valle fino

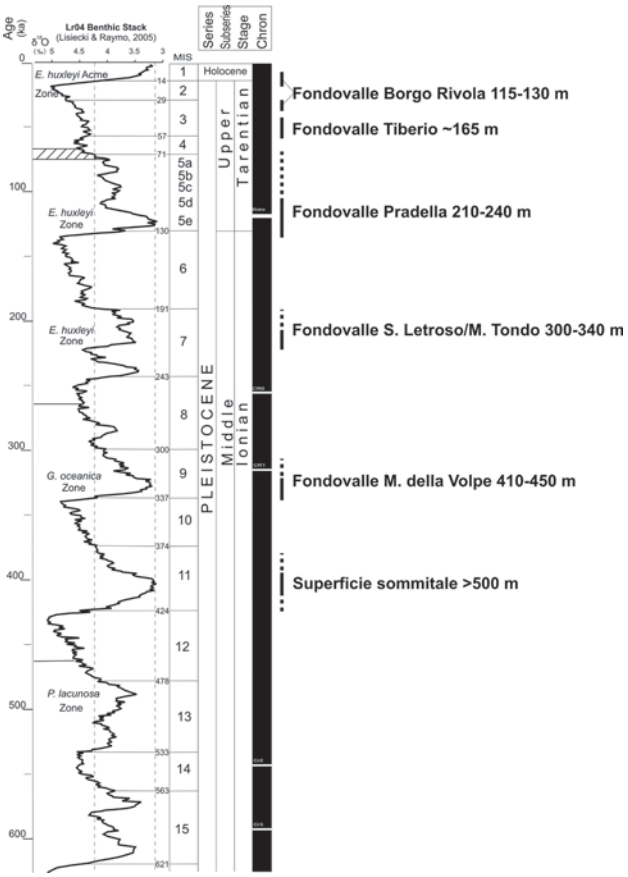


Fig. 3 – Ipotesi di correlazione della superficie sommitale e dei successivi fondovalle descritti nell'articolo con il quadro di riferimento stratigrafico.

a Imola il largo canale diritto ghiaioso a rami intrecciati là dove nel Cinquecento c'erano i meandri di Leonardo, che si sono trasferiti per oltre cinque km a valle. Da metà Ottocento gli stessi meandri sono risaliti fino a Imola con la nuova pulsazione calda che perdura a tutt'oggi. Un secondo collaudo riguarda l'intervento antropico postbellico di metà Novecento col prelievo di ghiaia e sabbia dai fiumi romagnoli (Ricci Lucchi, Vai 1973), quando lo scavo in alveo per bennate di 2,5 metri di profondità negli anni 1950 ha innescato una rapida erosione regressiva verso monte che nel volgere di 10–15 anni si è trasferita per una ventina di km a monte dei tratti scavati, con abbassamento d'alveo di almeno 4 metri e in casi speciali fino a 13 metri (al piede di dighe di sbarramento). La ragione di ciò sta nei fondali prevalentemente argillosi o marnosi facilmente erodibili di quegli alvei una volta che siano stati privati del materasso ghiaioso alluvionale di protezione.

Partendo da questa rapida capacità di risposta dei sistemi deposizionali fluviali e

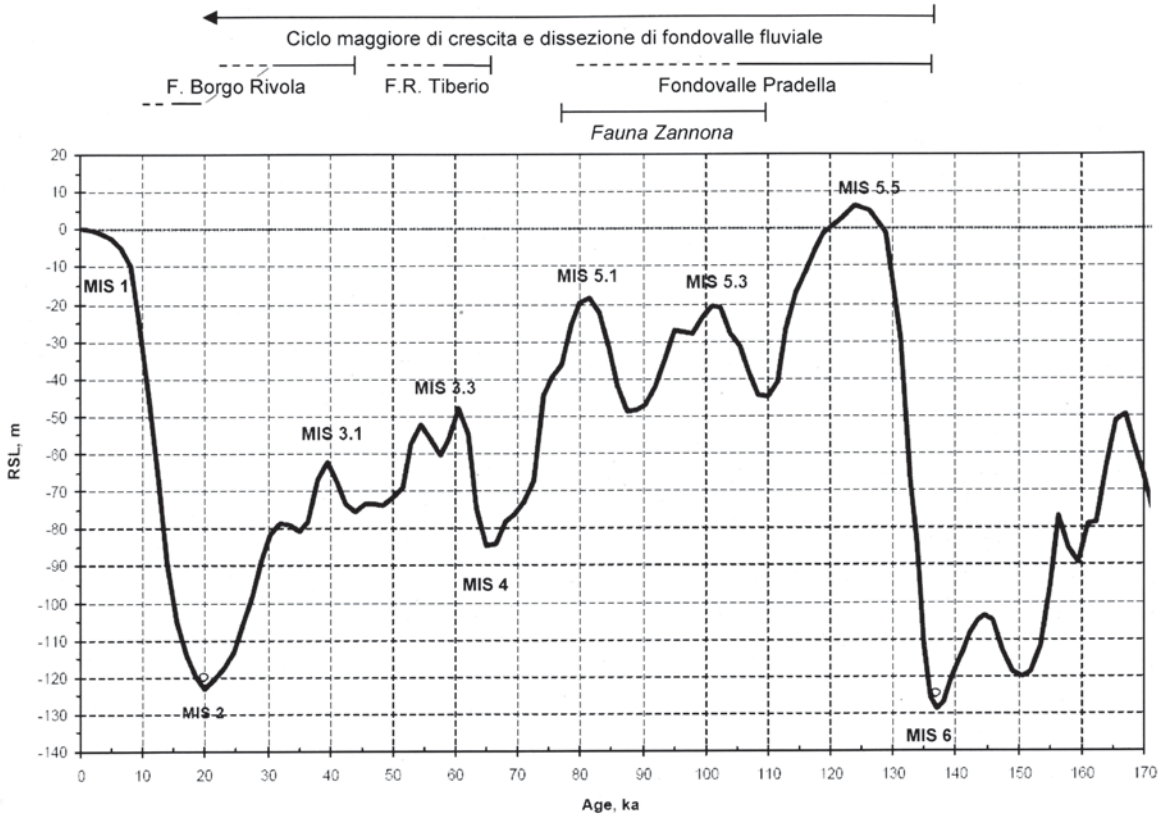


Fig. 4 – Correlazione crono isotopico paleontologica degli ultimi fondovalle antichi della valle del Senio (RSL livello relativo del mare).

della loro geomorfologia alle variazioni del livello marino e dei parametri climatici, si può tentare una correlazione critica e documentata fra terrazzi fluviali intravallivi (intesi come superfici e relativi corpi di sedimenti costituenti, cioè unità morfostratigrafiche o UBSU semplici oppure composite) e stadi isotopici di Emiliani (o *Marine Isotope Stages* MIS). Questa nuova correlazione dovrebbe teoricamente migliorare molto quella precedente che si limitava a individuare superfici di insediamento post würmiane, würmiane, del Riss–Würm, e del Mindel–Riss quando fossero presenti resti archeologici oppure per tipo e intensità pedogenetica. Il miglioramento sarà favorito dalla maggior risoluzione temporale e dalla accuratezza quali-quantitativa delle variazioni di temperatura e della velocità di cambiamento. Questi presupposti saranno concretamente valorizzati qualora si disponga di molti dati sulle caratteristiche geometriche delle superfici, oltre a quelle stratigrafiche dei corpi sedimentari associati, e di punti di calibratura paleontologici, archeologici e cronometrici. Essenziale poi per ridurre gli errori di correlazione e spiegare anomalie riscontrate sarà la conoscenza della neotettonica del substrato e dei corpi aggradati.

Nel nostro caso, un ciclo maggiore nella formazione del sistema di terrazzamento fluviale (fig. 4) può essere assunto osservando un massimo interglaciale (come per esempio il MIS 5e [= MIS 5.5], l'ultimo interglaciale iniziato circa 130.000 anni fa), in cui i sedimenti fluviali hanno riempito fino a un discreto livello la precedente incisione valliva del periodo glaciale (MIS 6), producendo quindi un più vasto fondovalle. Questo comincerà a venire inciso in almeno due tappe graduali, MIS 5d e MIS 5b (abbassamenti di circa 50 m del livello dell'Adriatico), intervallate da ri-

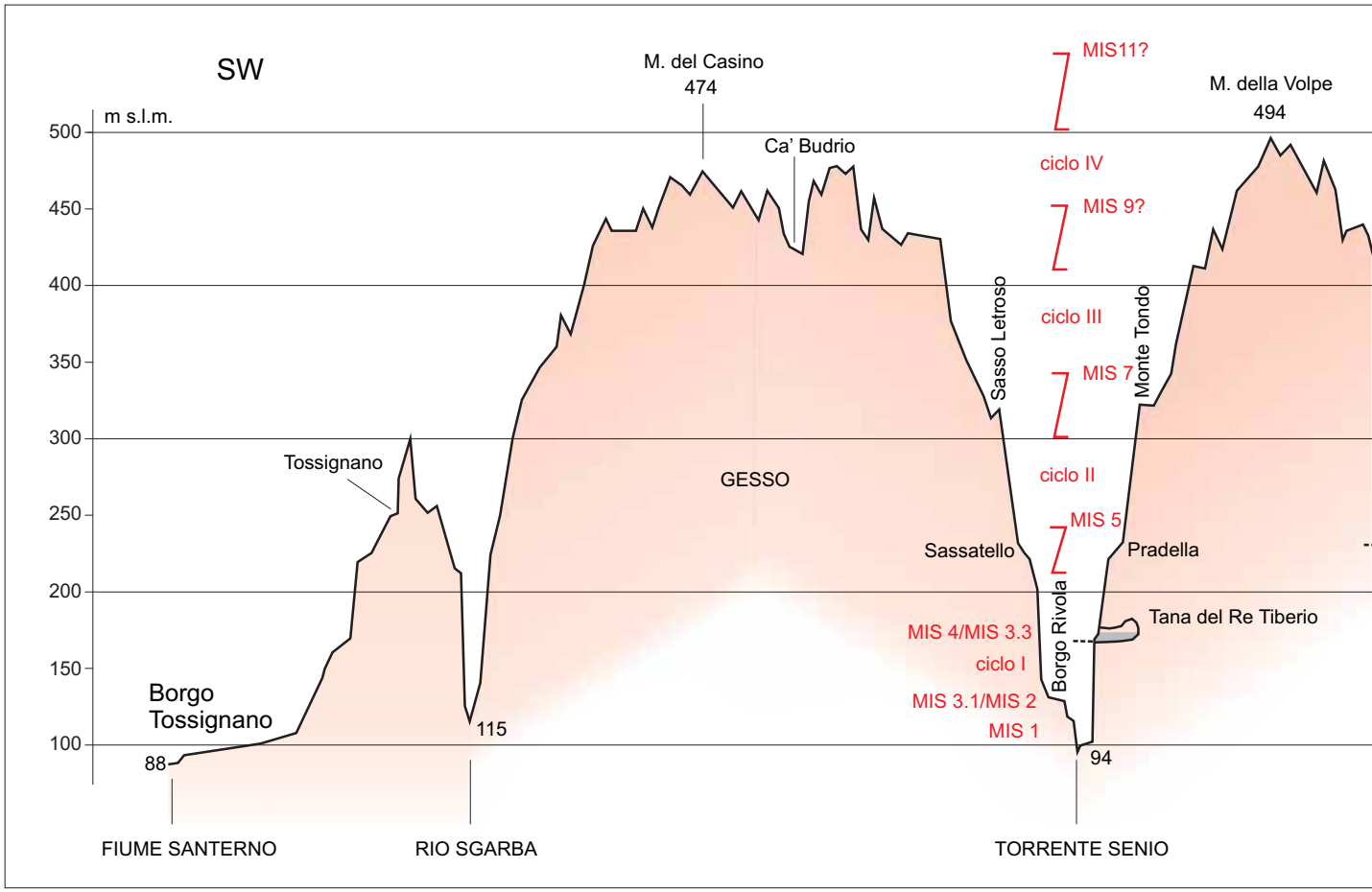
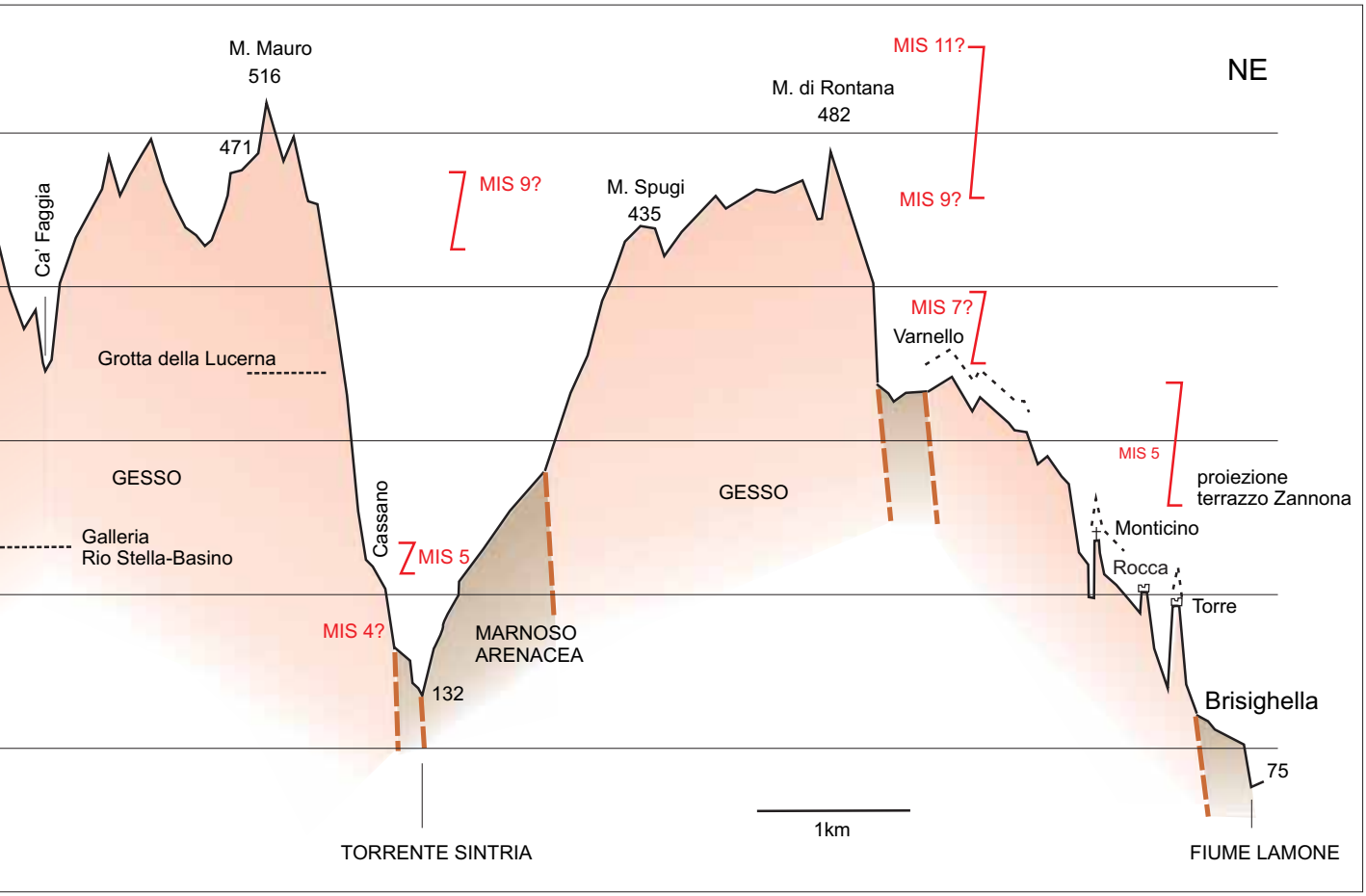


Fig. 5 – Sezione geologica e morfologica assiale lungo la Vena del Gesso dal F. Santerno al F. Lamone. Si evidenziano gli stadi successivi di incisione delle valli parallele e le superfici relitte sui loro fianchi, evidenza del formarsi dei maggiori fondovalle; in rosso i riferimenti alla stratigrafia isotopica.

salite allo stesso livello intermedio, che in casi favorevoli potranno sovrapporre sullo stesso sito sedimenti dei MIS 5c e MIS 5a. In seguito, il marcato abbassamento del livello di base del MIS 4, iniziato circa 75.000 anni fa, indurrà ulteriore incisione della valle, isolando lembi vari di terrazzi del MIS 5 coi loro sedimenti. La risalita del MIS 3 formerà un nuovo fondovalle meno esteso di quello del MIS 5e. I depositi del fondovalle del MIS 3, già in partenza meno estesi di quelli del MIS 5, potrebbero poi venire erosi anche completamente in certi tratti della valle, per il pronunciato abbassamento del livello marino del MIS 2 (Ultimo Massimo Glaciale, iniziato circa 30.000 anni fa) prima della deposizione dei sedimenti a formare il fondovalle olocenico oggetto di incisione solo nel tardo Bronzo, tardo Romano e nella Piccola Età Glaciale, oltre agli effetti antropici recenti. Analogamente e a maggior ragione, il Penultimo Massimo Glaciale (MIS 6) può aver eroso quasi tutti i depositi del precedente fondovalle MIS 7, lasciando così poche tracce per la distinzione del MIS 7 dal MIS 9, e analogamente del MIS 9 dal MIS 11 (fig. 3).

Gli antichi fondovalle dell'area di Monte Tondo

Quando si parla di identificare antichi fondovalle nella Vena del Gesso si fa riferimento in primo luogo a modeste coperture ghiaiose che possono essersi conservate nei fianchi vallivi gessosi a varie quote, ma anche a gradini morfologici e rilievi gessosi isolati dalla cui conformazione e quota si può comunque supporre che possano essere la testimonianza residua di sovrastanti coperture alluvionali successivamente erose.



Infatti è facile da intuire che il progressivo abbassamento di fondovalle che si realizza in seguito al sollevamento tettonico in corso dell'Appennino, che si stima in media pari a circa 1 mm/anno negli ultimi 500 ka anni (Vai, Martini 2001), non si sia realizzato comunque a velocità costante ma in un alternarsi di momenti di più rapida incisione valliva con altri di sostanziale stabilità altimetrica, in ragione soprattutto dell'azione di sedimentazione fluviale. Quest'ultima situazione, con maggior possibilità di lasciare tracce morfologiche oltre che stratigrafiche, è in genere caratteristica dei periodi di maggior piovosità, maggior erosione dilavante sui versanti e maggior trasporto solido dei corsi d'acqua, che si realizza normalmente negli intervalli post glaciali e interglaciali.

Oltre alle tracce di terrazzamento fluviale, le ripide pendici gessose di Monte Tondo offrono anche indizi di tipo carsico circa i momenti di stasi dei fondovalle, allorquando si siano sviluppati e conservati cunicoli e grotte suborizzontali (De Waele *et alii*, *Evoluzione speleogenetica del sistema carsico del Re Tiberio (Vena del Gesso romagnola)*, in questo volume). La più nota struttura carsica di questo tipo è la Tana del Re Tiberio, il cui ingresso si apre a quota elevata di oltre una settantina di metri rispetto all'alveo attuale del Senio e, non casualmente, in corrispondenza di una modesta cengia su cui si osservano ciottoli embriciati residuali.

Ma nel cercare di identificare le tracce di antichi fondovalle attraverso la Vena del Gesso, è anche importante tener presente il concetto che i differenti corsi d'acqua che la incidono con andamento antecedente-

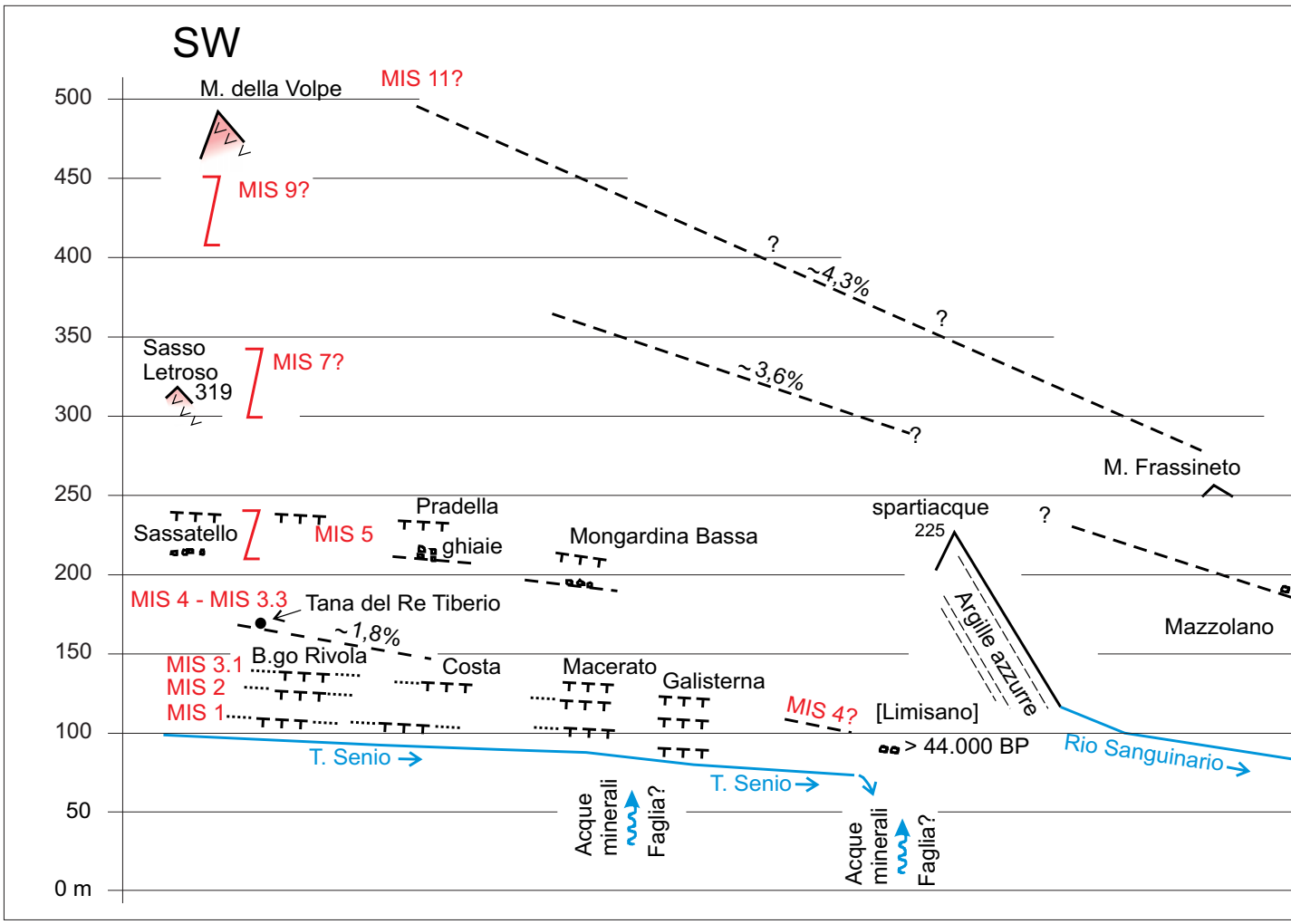
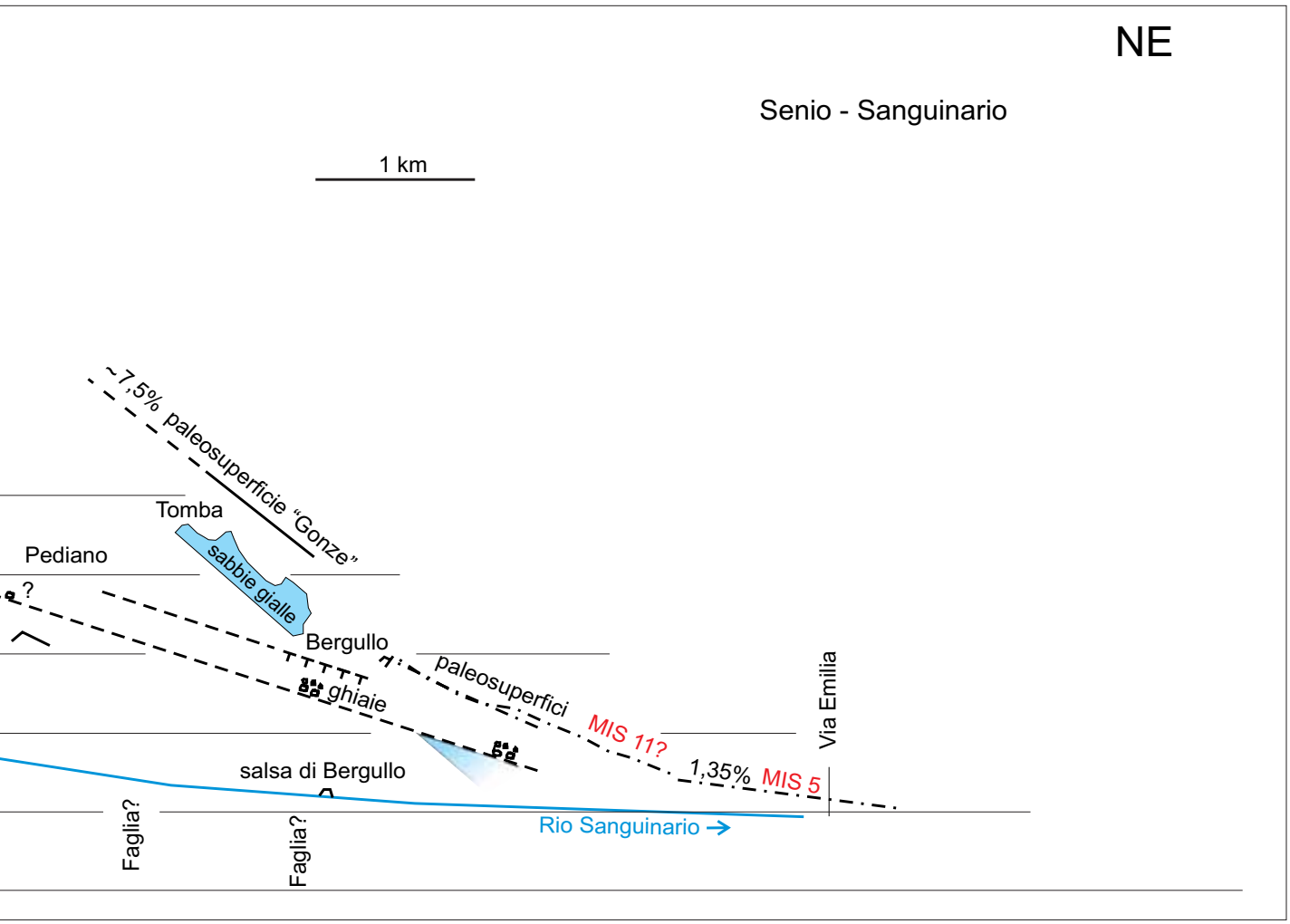


Fig. 6 – Sezione geologica e morfologica trasversale alla Vena del Gesso lungo le aste del T. Senio e R. Sanguinario. Vengono correlate su base geometrica e stratigrafica superfici e/o unità morfostratigrafiche relitte fra solco vallivo e area pedemontana; in rosso i riferimenti alla stratigrafia isotopica.

te, stante il loro parallelismo geografico, presentano storie evolutive ricche di punti di contatto. Quindi, non è senz'altro irragionevole considerare che dal confronto delle distinte situazioni vallive possano ricavarsi informazioni utili per ciascuna delle altre.

In quest'ultima prospettiva di analisi è stato elaborato il profilo assiale (longitudinale) di spartiacque della Vena del Gesso tra Borgo Tossignano e Brisighella (fig. 5), cioè del tratto di una quindicina di km in cui essa è intagliata da corsi d'acqua più o meno importanti, come Santerno, Sgarba, Senio, Sintria, Lamone e Marzeno, ma anche da selle morfologiche dovute alla troncatura carsica di corsi minori, come quelle di Ca' Budrio e di Ca' Faggia. Nel complesso, pur considerando i modesti discostamenti indotti al profilo dalla curvature in pianta della Vena del Gesso (soprattutto a cavallo delle incisioni vallive) e le anomalie stratigrafico/strutturali (come i tratti senza affioramento gessoso nel fondovalle del Sintria e alla sella di Varnello), il profilo consente di percepire, in maniera che ci pare obiettiva, alcuni importanti allineamenti morfologici suborizzontali che appaiono correlarsi abbastanza bene tra le varie valli. In particolare, nella valle del Senio all'altezza di Monte Tondo, si individuano questi principali livelli di stazionamento fluviale intravallivo dall'alto verso il basso, cioè dal più antico al più recente:

1 – Il ripiano a ovest di Monte della Volpe, a quota media intorno a 410–450 m;
2 – Il ripiano di Sasso Letroso e Monte Tondo, a quota media intorno a 300–340 m;



3 – Il terrazzo di Pradella, a quota media intorno a 210–240 m;
4 – La cengia della Tana del Re Tiberio, a quota di circa 165 m;
5 – I terrazzi di Borgo Rivola, a quota compresa tra 115 e 130 m.

Inoltre, in base alla regolarità di allineamento delle cime più elevate dell'intero profilo, non si può escludere l'esistenza in passato, a quota attuale superiore ai 500 m, di una "superficie sommitale", che poteva corrispondere con la superficie di una antica pianura alluvionale poi sollevatasi e completamente asportata dall'erosione durante il processo di denudamento erosivo che in concreto ha portato alla luce l'attuale Vena del Gesso.
Le ipotesi di correlazione altimetrica esposte nel profilo longitudinale della Vena del Gesso (fig. 5) sono state quindi verificate a tre dimensioni, nello spazio, operando tentativi di correlazione anche lungo due profili trasversali con le tracce di stazionamento fluviale lungo i due lati della valle del Senio che collegano rispettivamente il tratto del Senio tra Monte Tondo e Riolo Terme con il tracciato del Rio Sanguinario (Ruggieri 1949), e quindi il tratto terminale del Sintria con quello del Senio a valle di Riolo Terme (figg. 6–7). In tal modo, si sono creati i presupposti per attendibili correlazioni con sezioni stratigrafiche datate paleontologicamente o radiometricamente di alcune località limitrofe come Pradella, Macerato e Limisano, e anche con il sito di Zannona nei pressi di Faenza (vedi in seguito).

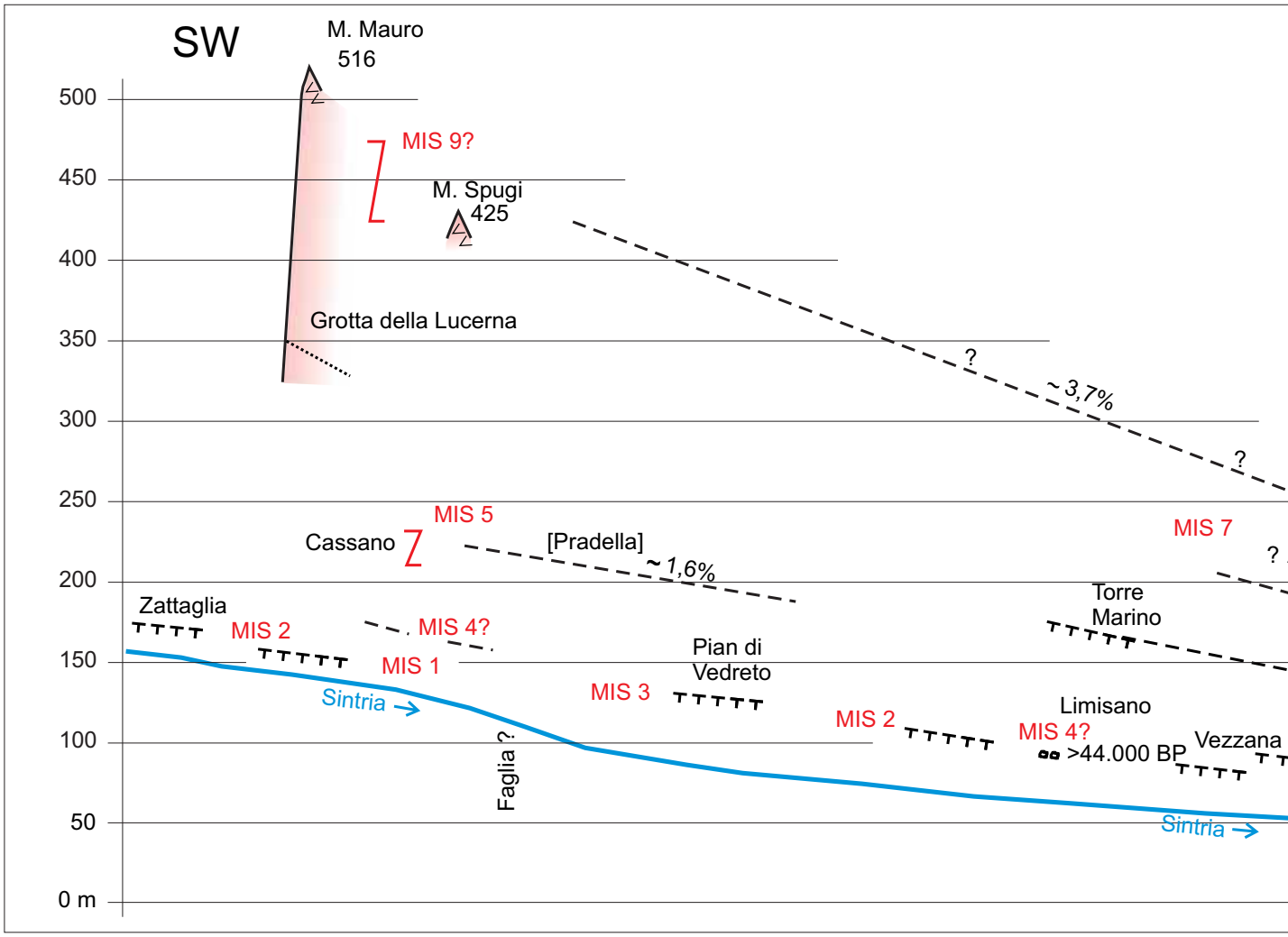
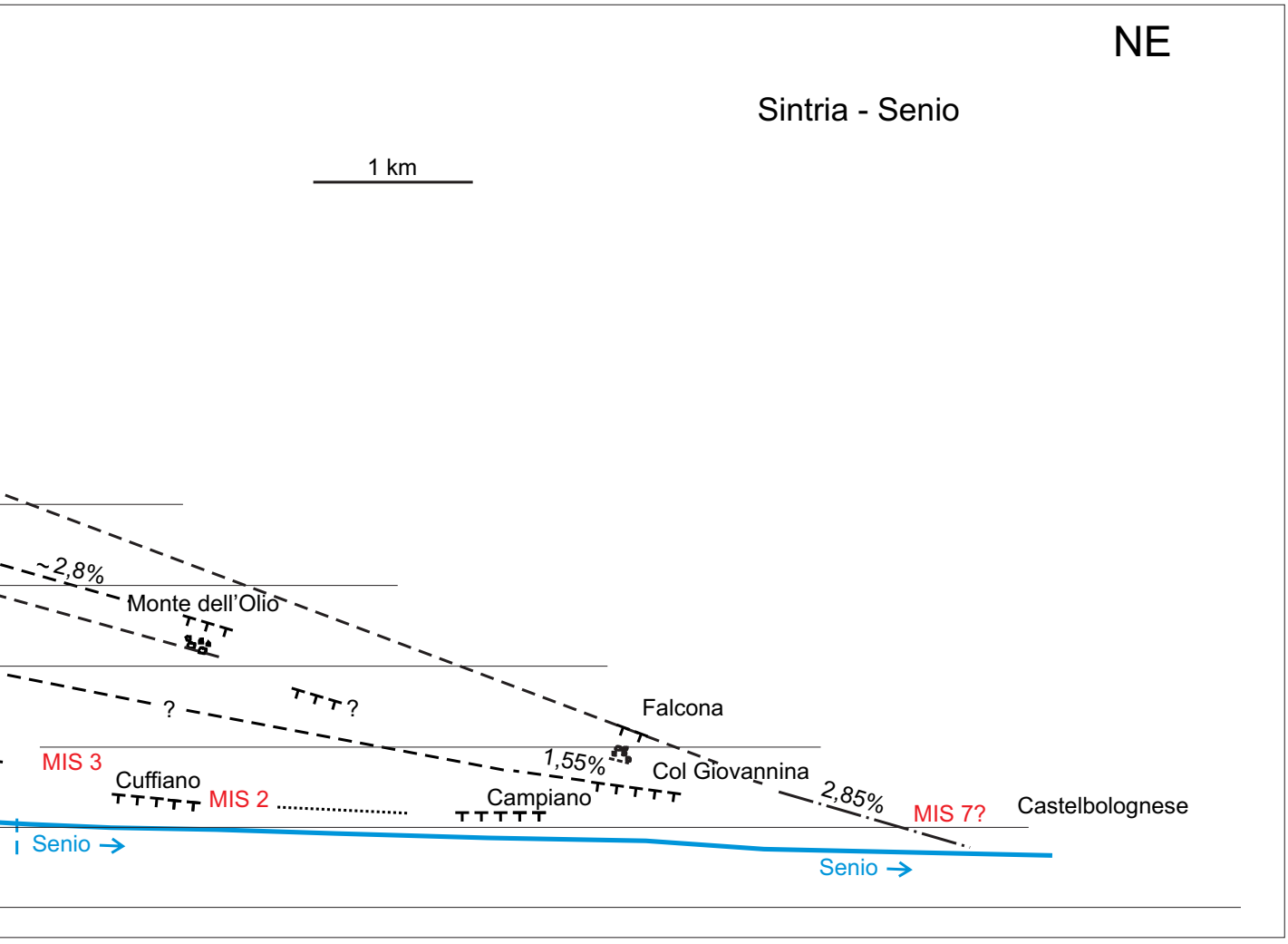


Fig. 7 – Sezione geologica e morfologica trasversale alla Vena del Gesso lungo le aste del T. Sintria e T. Senio. Vengono correlate superfici e/o unità morfostratigrafiche relitte fra solco vallivo e area pedemontana; in rosso i riferimenti alla stratigrafia isotopica.

Nei paragrafi seguenti, al fine di favorire ulteriori approfondimenti di analisi, sono riassunti i punti essenziali del quadro di correlazione complessivamente realizzato, premettendo che le limitazioni alla loro validità sono ovviamente via via crescenti dai terrazzi più recenti a quelli più antichi. In particolare, merita un cenno il fatto che, proprio come aveva già intuito Ruggieri (1949), anche la pendenza delle piane di fondovalle oloceniche appaiono risentire gli effetti di "*deformazioni trasversali della catena*", cioè di faglie attive; e forse non è casuale che alcune di queste anomalie morfostrutturali corrispondano, sia nei pressi di Riolo Terme che nella valle del Sanguinario, con le più note risalite di acque minerali salse e sulfuree (figg. 1, 6).

Il fondovalle del ripiano a ovest di Monte della Volpe

Nella sezione che congiunge il medio corso del Senio con quello del Sanguinario (fig. 6) è prospettata la possibilità di una correlazione geometrica lineare, considerando una pendenza intorno a 3,6%, tra il fondovalle testimoniato dal ripiano morfologico di quota 410–430 m a ovest di Monte della Volpe e la successione conglomeratica–ghiaiosa della Chiesa di Bergullo, spessa una ventina di metri, situata a nord–ovest nella vallecola del Sanguinario a distanza in linea d'aria di circa 8 km. Questa successione ghiaiosa, già studiata da Scarabelli nell'800, si colloca a mezzacosta del versante sinistro del Sanguinario, nel tratto in cui la sua vallecola si allarga,



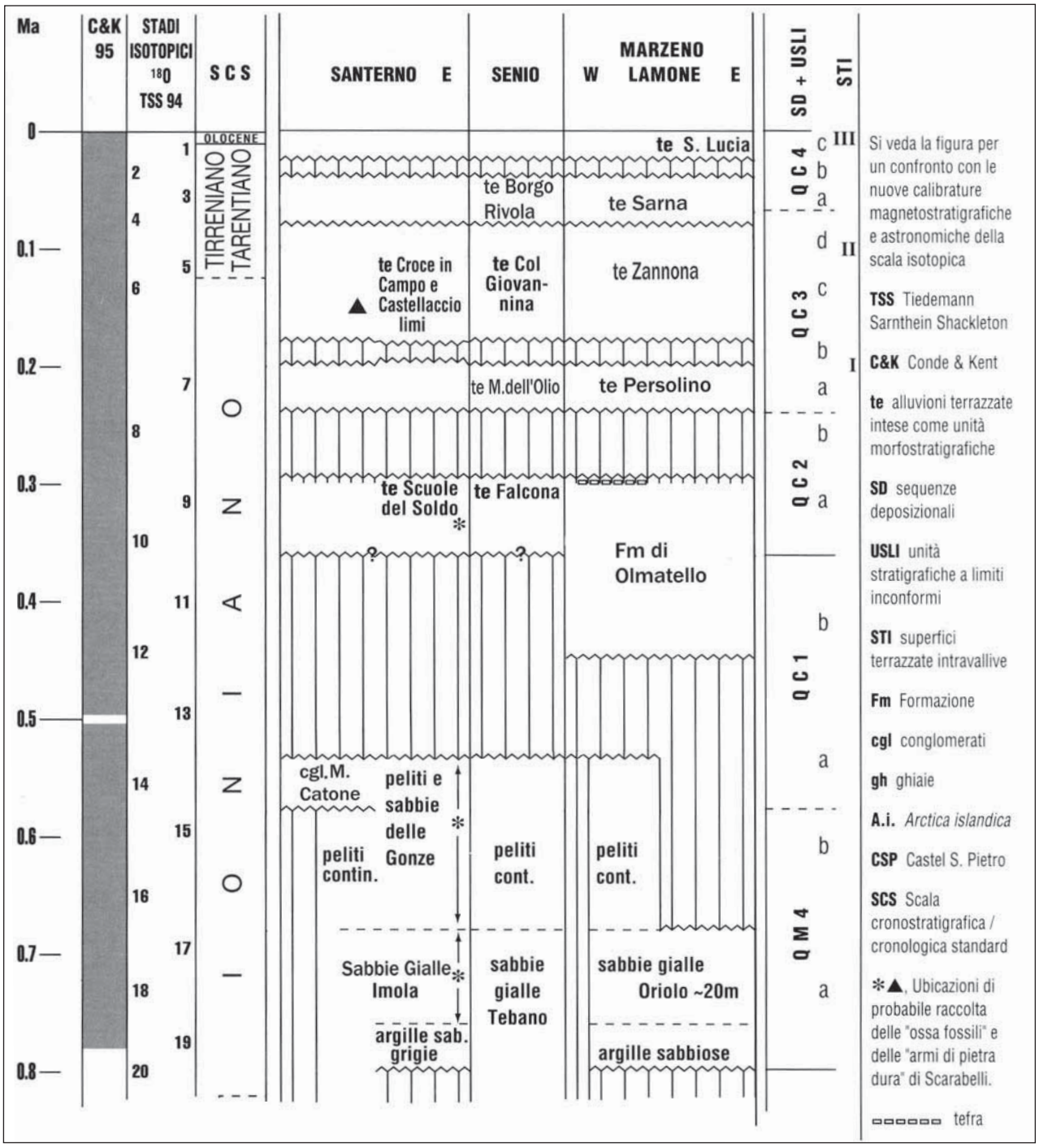


Fig. 8 – Quadro schematico di correlazione litostratigrafica e sequenziale del Pleistocene Medio e superiore dell'area dal Santerno al Marzeno (da Marabini, Vai in Vai 1995, modificato).

non a caso, a poca distanza dalla famosa salsa che è attiva nel fondovalle. Ci sono buone ragioni infatti per ipotizzare che sia la genesi e conservazione di questa successione, inquadrabile in pianta come il deposito di meandro di un antico corso d'acqua senz'altro importante, che la presenza della stessa salsa, siano state controllate da un lineamento tettonico attivo e trasversale, orientato NNW–SSE.

Un punto a favore di questa linea di correlazione, indipendentemente dalla presenza di ulteriori disturbi tettonici intermedi, consiste nel fatto che essa supera l'attuale spartiacque tra Senio e Sanguinario a quota più elevata di alcune decine metri. Inoltre, la correlazione è coerente anche con la quota di un problematico subaffioramento di ciottoli osservato a monte di Pediano e di altri modesti affioramenti ciottolosi nel-

Fig. 9 – In primo piano il terrazzo di Ca' Pradella in destra Senio visto da nord nel 1992 (all'inizio della coltivazione di inerti). Sullo sfondo si riconosce la sella di Ca' Faggia incisa nella superficie sommitale della Vena del Gesso.

la valle stessa del Sanguinario. In pratica questa correlazione si accorderebbe bene con l'ipotesi che l'antica conoide allo sbocco in pianura del Sanguinario possa aver fisicamente corrisposto al medesimo fondovalle del ripiano a ovest di Monte della Volpe, come aveva in pratica suggerito Ruggieri (1951).

A proposito di questa correlazione è importante anche considerare che la successione ghiaiosa di Bergullo si colloca più bassa in quota rispetto alla composita paleosuperficie pedecollinare tra Santerno e Sanguinario che, con una pendenza intorno a 4,3% è proiettabile nella zona di Monte Tondo a quota oltre 500 m, cioè alla quota della ipotizzata superficie sommitale della Vena del Gesso. La paleosuperficie pedecollinare, a sua volta, è meno inclinata della paleosuperficie con pendenza intorno 7,5% che è posta al tetto dell'Unità delle Gonze, cioè dei depositi continentali che nell'Imolese coprono in paracontinuità le Sabbie Gialle di Imola, e che sono genericamente attribuibili alla parte bassa del Pleistocene Medio (fig. 8).

Operando un raffronto con la sezione che congiunge il corso del Sintria con il basso corso del Senio (fig. 7), la soluzione più corretta appare quella di associare la correlazione fra Monte della Volpe ovest e Bergullo con quella che proietterebbe, con una pendenza intorno a 3,7%, la superficie del terrazzo di Falcona, in destra Senio, sino a quota intorno a 420–470 m all'altezza di M. Spugi, di fronte a M. Mauro. È ovvio che necessitano precisi riscontri sul terreno prima di poter avvallare ulteriormente questa ipotesi.

Il fondovalle del ripiano di Sasso Letroso e Monte Tondo

Nella sezione che congiunge il medio corso del Senio con quello del Sanguinario (fig. 6), appare chiara la difficoltà di trovare una valida correlazione geometrica del ripiano di Sasso Letroso e Monte Tondo, a quota di 300–340 m, con altre morfologie della media valle del Senio e, soprattutto, dell'attuale vallecola del Sanguinario.

Operando invece un raffronto con la sezione che congiunge il corso del Sintria con il basso corso del Senio (fig. 7), si intravvede la possibilità di inserire il ripiano di Sasso Letroso e Monte Tondo in una correlazione che proietterebbe, con una pendenza

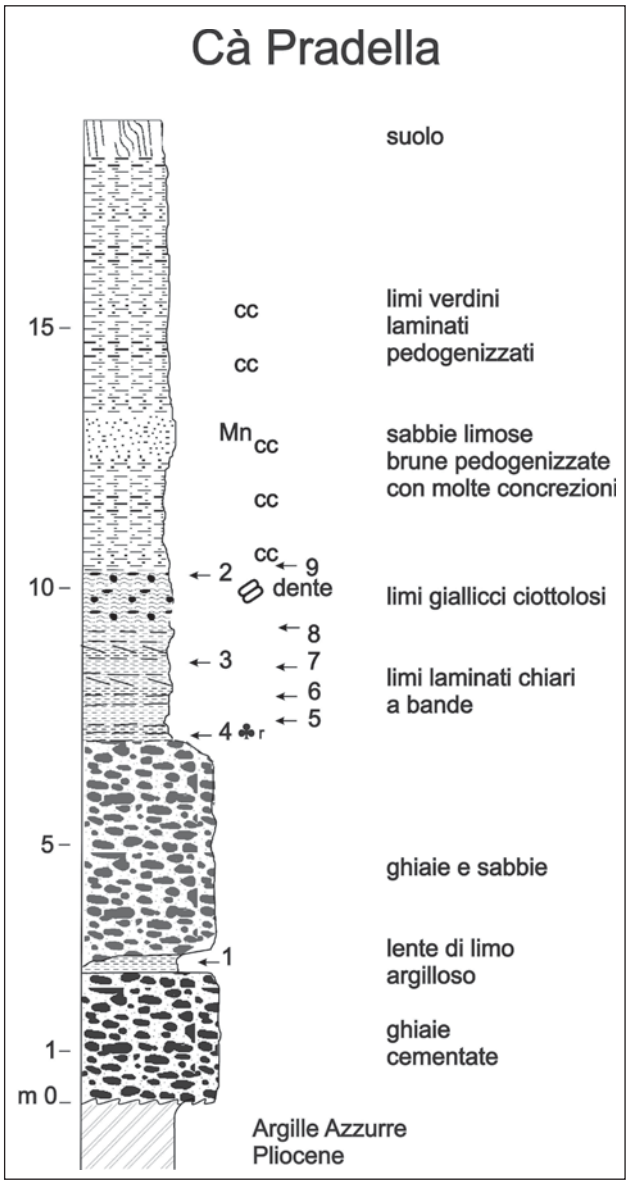


Fig. 10 – Colonna stratigrafica di Ca' Pradella. Si consideri il cospicuo spessore (cc concrezioni calciche).

intorno a 2,8%, la superficie del terrazzo di Ca' dell'Olio, in sinistra Senio, sino a quota intorno a 340–370 m all'altezza di M. Mauro. Purtroppo a quest'ultimo livello di quote non vi sono riscontri morfologici di chiara evidenza sui versanti della valle del Sintria, ma è anche da considerare che questa è incisa su litotipi marnoso–arenacei obiettivamente meno favorevoli per la loro conservazione. Un indizio di stazionamento fluviale a questo livello è comunque deducibile nella quota di ingresso della Grotta della Lucerna, nella parete sud di M. Mauro, oltre che in quella della sella di Ca' Faggia più a ovest (fig. 7). Inoltre, correlazioni morfologiche per questo ripiano appaiono assai verosimili anche nella sezione del Santerno a ovest di M. del Casino e, soprattutto, in quella del Lamone in corrispondenza della sella di Varnello.
In sintesi, questa ipotesi di correlazione sembrerebbe comprovare che il ripiano di Sasso Letroso e Monte Tondo, corrispondente senza dubbio a un importante stazionamento fluviale, sia stato modellato dal Senio quando già il suo corso si era congiunto con quello del Sintria, venendo quindi a rappresentare un termine cronologico *ante quem* per datare la "*cattura fluviale*" di Ruggieri. Tutto ciò a meno che non si dimostri una importante attività tettonica successiva che abbia rialzato il comparto a nord di Riolo Terme.

Il fondovalle del terrazzo di Pradella

Il terrazzo di Pradella, il cui toponimo si riferisce a una casa rurale demolita da tempo, è posto in sommità del versante destro del Senio, a distanza di oltre 1,5 km a est di Monte Tondo (fig. 1). A fine 1992, in occasione di temporanei lavori estrattivi, qui fu misurata una sezione di depositi fluviali e colluviali spessa quasi una ventina di metri, il cui contatto basale col substrato argilloso si colloca a quota di circa 210 m slm. Questa successione si correla geometricamente, con buona attendibilità, sia con il ripiano di Sassatello in sinistra del Senio che con quello della vecchia discarica di Monte Tondo in destra, su cui si conservano sparse plaghe di ghiaie grossolane; ambedue sono posti intorno ai 220 m slm.
La *sezione di Ca' Pradella* è così sintetizzabile dal basso verso l'alto:
(1) ghiaie medie grossolane embriciate spesse 7 m, cementate alla base in prossimità del contatto discordante con le Argille Azzurre; le ghiaie sono divise in due pacchi da una lente di limo argilloso;
(2) limi grigi a bande laminate in genere piano parallele, con rari resti di foglie, spessi 2 m;
(3) limi ciottolosi, spessi poco più di 1 m;
(4) sabbie limose brune pedogenizzate con

Fig. 11 – Vista d'insieme e parte superiore (b) della sezione Ca' Pradella nel 1992.

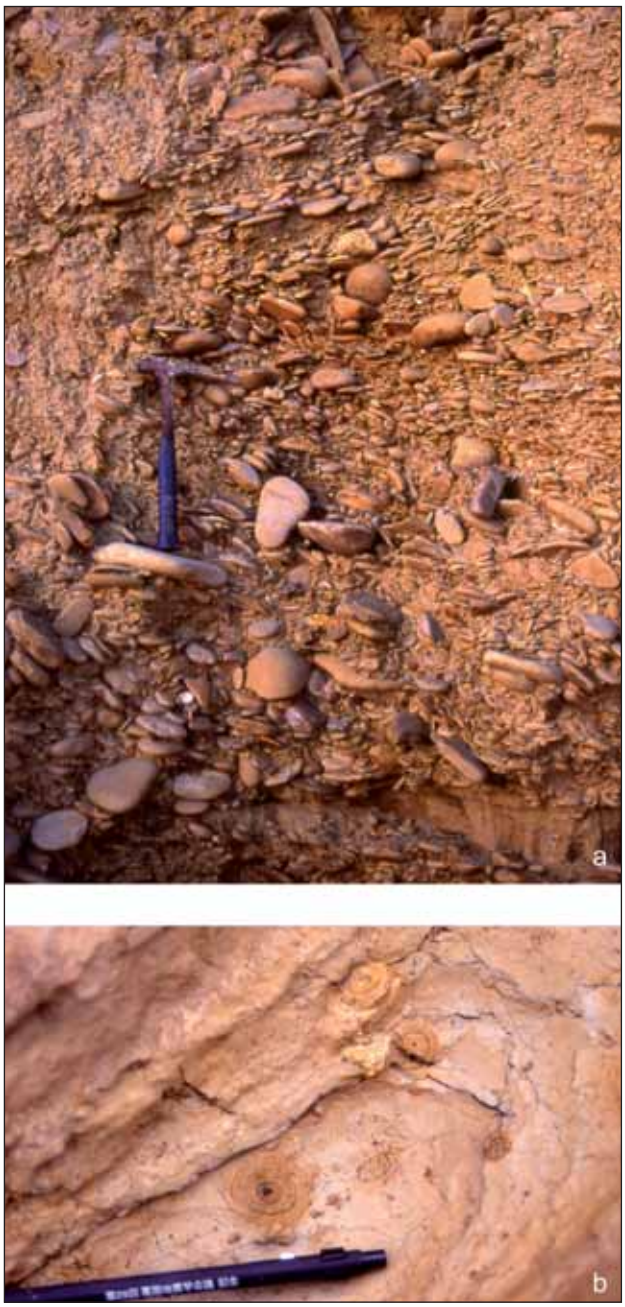


Fig. 12 – Particolari dell'embriciatura delle ghiaie verso N e dei resti di grosse conchiglie dulcicole di *Pomatias* nei limi laminati (b).

concrezioni calciche e orizzonte superiore a concrezioni manganesifere, spesse circa 3 m;
(5) limi verdini pedogenizzati con concrezioni calciche, spessi 5 m (figg. 9–12).
Al fronte di scavo di Pradella, S. Marabini rinvenne, nella porzione mediana della sezione, un piccolo dente fossile di equide (fig. 13) che è stato determinato come forma giovanile di *Equus graziosi* Azz. da Danilo Torre e Federico Masini nel 1993. Secondo Torre, *E. graziosi* si trova nelle unità stra-

Fig. 13 – Dente fossile di *Equus graziosi.*

tigrafiche Sabbie di Bùcine e Ciottoli di Maspino (Merla, Abbate 1967) correlate con l'Eemiano o interglaciale Riss–Würm (Tirreniano), anche perché i loro depositi alluvionali sono stati marcatamente incisi durante l'Ultimo Massimo Glaciale; in ogni caso questo cavallino non sarebbe più antico del glaciale Riss. È importante anche considerare che nelle Sabbie di Bucine sono state trovate selci mousteriane e che oggi l'Eemiano è correlato con gran parte del MIS 5 (125.000–75.000 anni), esclusa quindi la parte più bassa (figg. 2–3).
In merito al significato paleomorfologico di questa successione, si noti, innanzitutto, che essa era originariamente distribuita su un vasto areale unitario del medio corso del Senio e del Sintria, largo alcuni kilometri tra Bosco di Sopra in sinistra idrografica del Senio sino a Mongardino, sull'attuale crinale di spartiacque tra i due corsi d'acqua, e sino alle pendici di Torre del Marino in destra Sintria (fig. 1). Operando un raffronto con la sezione che congiunge il corso del Sintria con il basso corso del Senio (fig. 7), appare inoltre ragionevole associare, almeno a grandi linee, la successione del terrazzo di Pradella con la superficie del terrazzo di Col Giovannina nel conoide in sinistra del Senio, poco a monte di Castelbolognese, che con una pendenza pari a circa 1,6% è, a sua volta, grosso modo proiettabile sul gradino mor-

fologico di Cassano, sotto M. Mauro.
Ma è anche importante considerare che la successione del terrazzo di Col Giovannina è attribuita nella cartografia ufficale al *Subsintema di Bazzano* (Amorosi *et alii* 2009), datato genericamente al MIS 6, e che recenti rinvenimenti paleontologici nella copertura alluvionale del terrazzo di Zannona vicino a Faenza, parimenti attribuito al *Subsintema di Bazzano,* hanno evidenziato invece che questa successione copre almeno buona parte del MIS 5. Infatti a Cava Zannona, presso Faenza, i depositi fluviali a circa 4 m di profondità contengono resti di *Dama dama* e *Stephanorhinus hemitoechus* che confermano un'età MIS 5 in una successione che copre la transizione MIS 6–MIS 5 (Rubinato *et alii* 2013) (figg. 14–15).
Se si ammette pertanto che la situazione stratigrafica di Zannona e della valle del Lamone possa essere valida anche per la valle del Senio, risulterebbe innanzitutto meglio comprensibile, stante il lasso temporale coperto di varie decine di migliaia

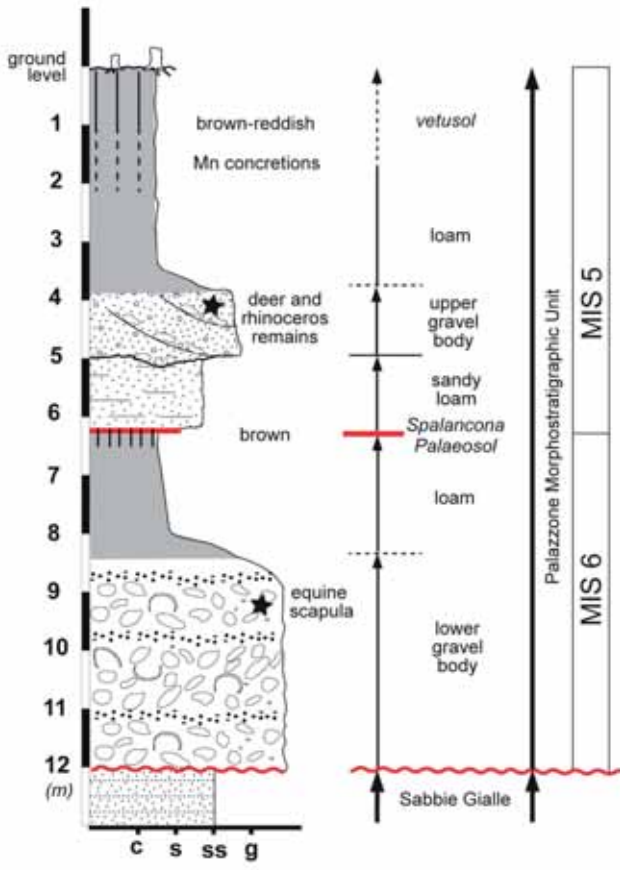


Fig. 14 – Sezione stratigrafica della Cava Zannona (da Rubinato *et alii* 2013).

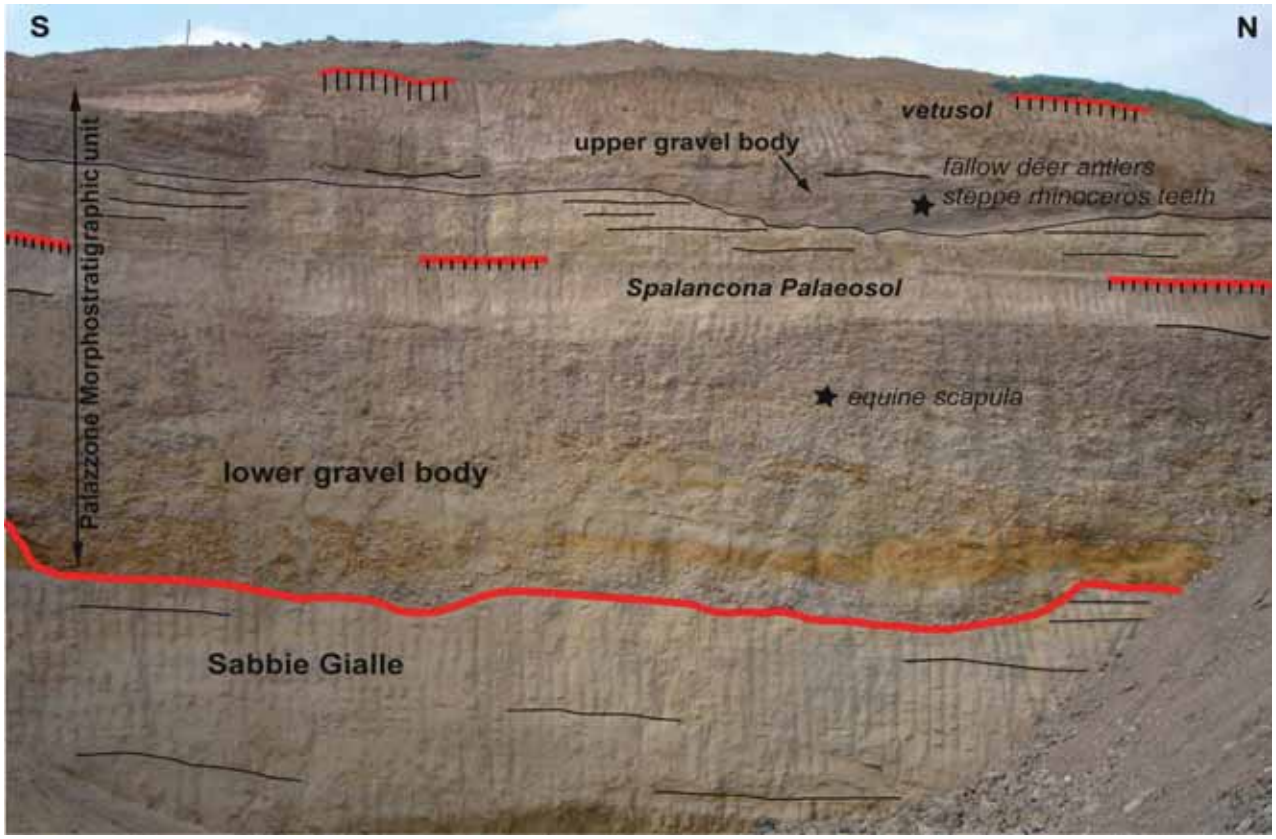


Fig. 15 – Fronte di scavo della Cava Zannona nel 2012 visto da est. Il Paleosuolo Spalancona separa due unità deposizionali all'interno dei depositi alluvionali del terrazzo (Unita Morfostratigrafica Palazzone discordante sulle Sabbie Gialle) (da Rubinato *et alii* 2013).

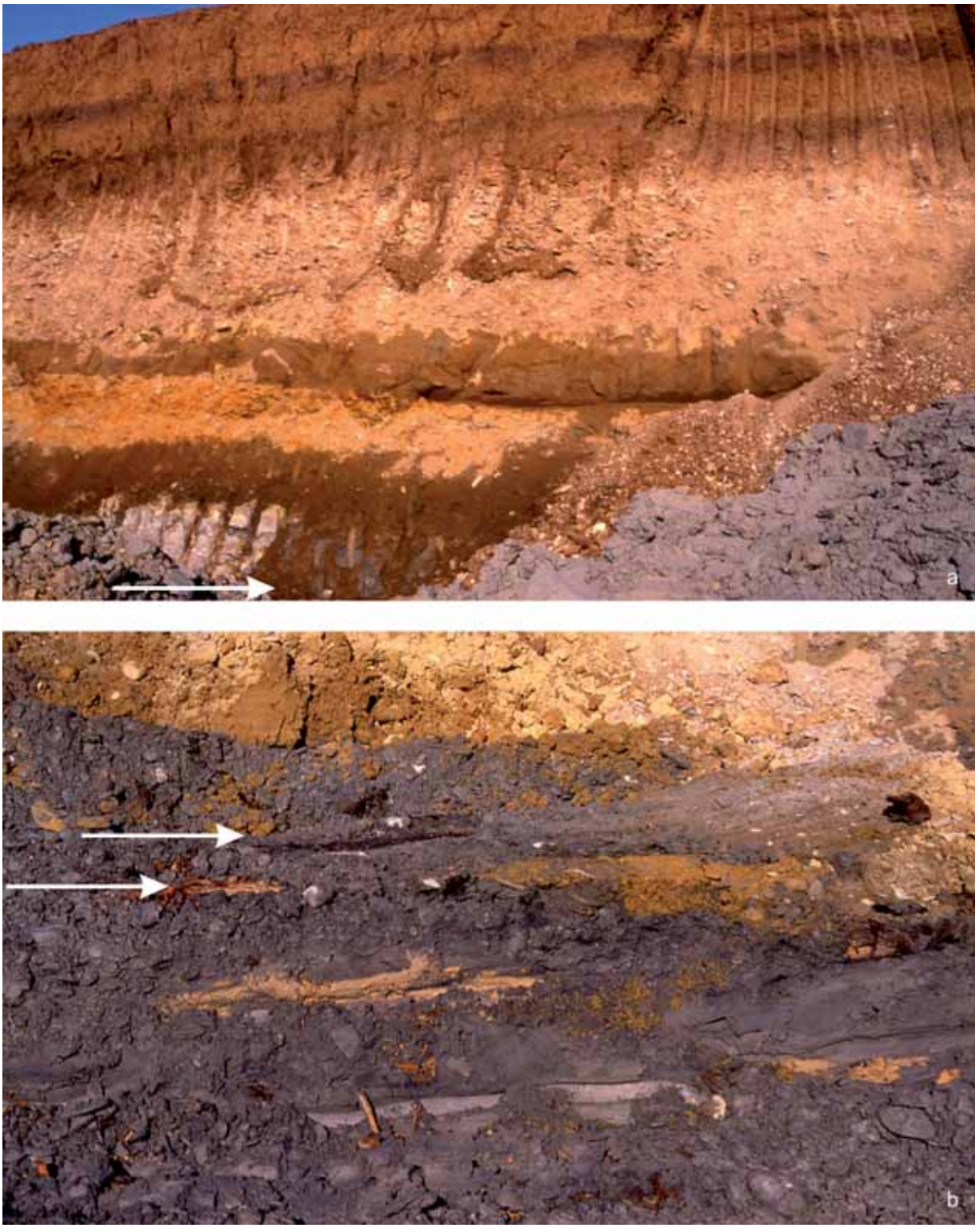


Fig. 16 – La sezione stratigrafica di Limisano e particolare della catasta fossile di tronchi di pino silvestre alla base della sezione (b).

di anni, la divaricazione in più livelli dei terrazzi del MIS 5 che si osserva tra Sassatello, Pradella, Mongardino, Torre del Marino, ecc. Inoltre, in questa prospettiva appaiono più che verosimili correlazioni geometriche per questo ripiano anche nella sezione del Santerno alla quota dell'abitato di Tossignano e, in particolare, in quella del Lamone ove la proiezione del terrazzo di Zannona viene a corrispondere a una quota di poco superiore al colle del Monticino. E certamente non è del tutto

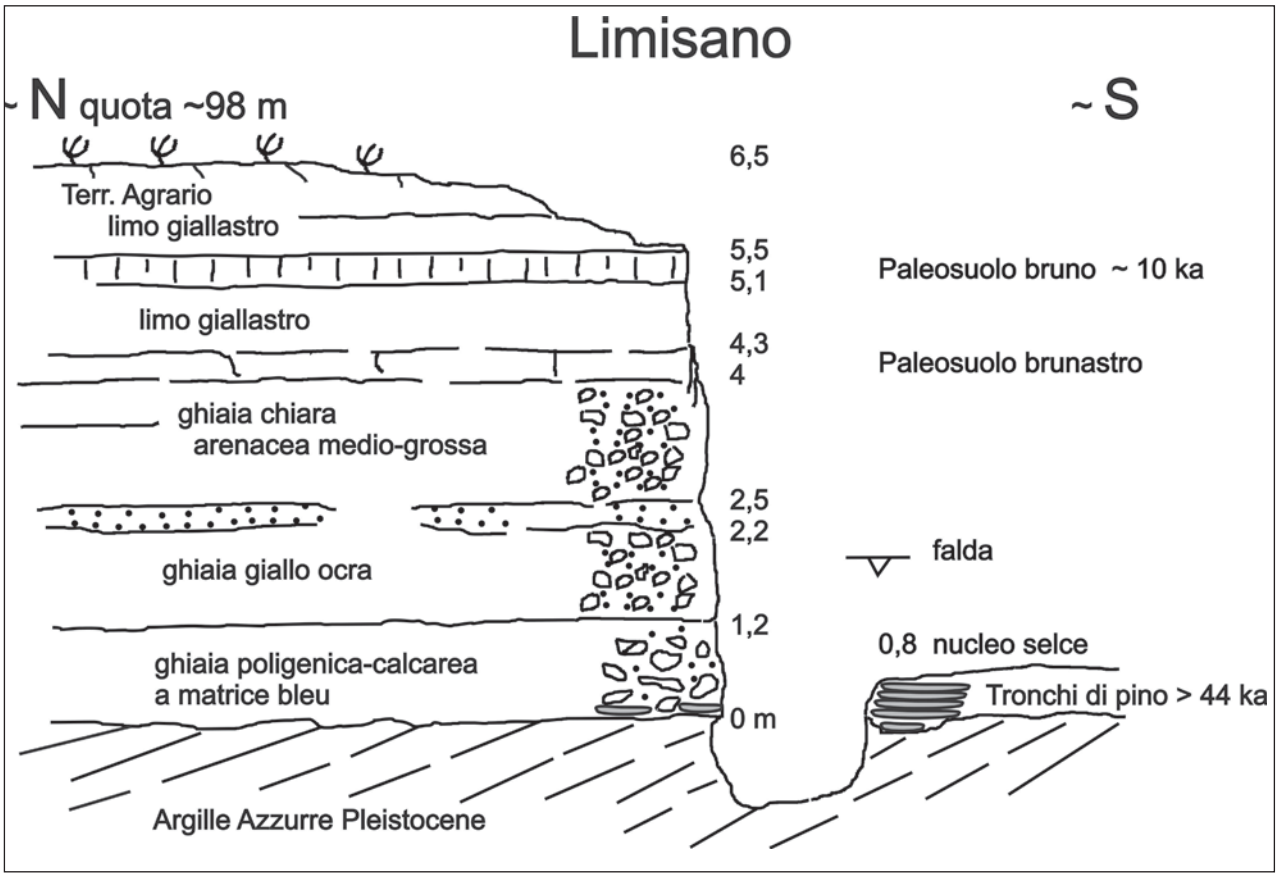


Fig. 17 – Colonna stratigrafica dell'unità morfostratigrafica del terrazzo di Limisano alla confluenza Senio/Sintria.

Fig. 18 – Il nucleo di selce scheggiata di Limisano.

Fig. 19 – Faglietta NNW–SSE che taglia lo strato di ghiaie, e viene poi suturata dal paleosuolo bruno e dai limi a lui sottostanti (martello per scala in basso).

Fig. 20 – Particolare della fascia di faglia di fig. 19 coi ciottoli inclinati in modo anomalo rispetto all'embriciatura.

casuale che anche la galleria carsica Rio Stella–Rio Basino, nella verticale della sella di Ca' Faggia, sia posta a una quota confrontabile con quella del terrazzo di Pradella (fig. 5).

Il fondovalle della cengia della Tana del Re Tiberio

La soglia rocciosa di ingresso della Tana del Re Tiberio, che corrisponde come detto a una modesta cengia su cui si osservano ciottoli residuali, è posta a circa 165 m slm, cioè una settantina di metri più alta rispetto all'alveo attuale del Senio (fig. 5). Tuttavia, sebbene sia da considerarsi un fatto acquisito che una galleria carsica di tale importanza debba essersi formata in un momento di stazionamento fluviale di clima glaciale, non vi sono indizi concreti per tentare di correlare il livello della cengia della Tana del Re Tiberio lungo la valle del Senio a nord, se si eccettua una

Fig. 21 – Fonte di scavo alla Cava Macerato nel 1992, con vista dei due paleosuoli bruni (in alto a sinistra le case di Bosco di Sopra poggiano sulle ghiaie del terrazzo di Pradella in sinistra Senio).

modesta plaga di ghiaie osservata durante lavori agricoli nel pendio sottostante Pradella, che, con una pendenza di circa 1,8%, farebbe sì che esso si immerga al di sotto del terrazzo di Riolo Terme (fig. 7). È un bel problema, risolvibile?

Una soluzione elegante per questo problema è quella di supporre una correlazione geometrica tra la cengia della Tana del Re Tiberio con la copertura ghiaiosa basale del terrazzo di Limisano, situato proprio di fronte a Riolo Terme, ove nel 1997 gli scavi per ricavare un invaso idrico sul vasto terrazzo del Campo Golf, rivelò una stratigrafia di estremo interesse (Marabini 1997). In particolare, scoprimmo una catasta di tronchi fossili di *Pinus sylvestris*, indice dell'abbattimento alluvionale di una vera pinetina monospecifica sviluppata a quota di 92 m (oggi, e allora forse meno), e quindi durante un intervallo certamente ben più freddo dell'attuale. I tronchi erano allineati in direzione N30°W e riempivano una blanda depressione erosiva del substrato argilloso profonda circa 1 m e larga circa 15 m (fig. 16). La catasta comportava fino a 4 ordini di tronchi sovrapposti lunghi fino a 4 m e di diametro fino a 25–35 cm, provvisti ancora di scorza, in fase di carbonizzazione e mostranti ancora piccole biforcazioni e rametti. C'è quindi evidenza di parziale breve trasporto per fluitazione dovuta a piena fluviale, confermata anche dall'embriciatura delle ghiaie incassanti che insieme con le lamine sabbiose progradanti puntavano verso NW (fig. 16).

La *sezione stratigrafica di Limisano* Campo Golf si trova sul bordo del vasto terrazzo di quota 100 m circa, interposto fra Senio e Sintria in prossimità della loro confluenza. Misurata sul lato E dello scavo del lago, ha uno spessore di circa 6–7 m (figg. 16–17). Al di sopra del substrato di Argille Azzurre pleistoceniche, in discordanza si distinguono dal basso verso l'alto:

(1) ghiaia poligenica a ciottoli misti calcarei e arenacei a matrice sabbioso–limosa bluastra (poco più di 1 m), con accumulo di tronchi di pino silvestre alla base; poco sopra i tronchi S. Marabini rinvenne un nucleo scheggiato di selce leggermente fluitato (fig. 18);

(2) ghiaia grigio chiara o gialliccia monogenica a ciottoli arenacei a matrice sabbioso–limosa ocracea al di sopra del livello di falda permanente, con lenti di sabbia intercalate (3 m); al suo tetto c'è un paleosuolo brunastro con pisoliti di Mn, spesso circa 30 cm;

(3) limo gialliccio (circa 1 m); al suo tetto c'è un paleosuolo bruno ben marcato, spesso circa 40 cm;

(4) limo giallastro, chiuso verso l'alto dal terreno agrario (circa 1 m in tutto).

Fig. 22 – Transizione dalle ghiaie sabbiose ai limi giallo verdi nella Cava Macerato nel 1992.

Datazioni ^{14}C non calibrate sui tronchi di pino e sul paleosuolo più alto (eseguite a Roma da G. Calderoni) hanno dato rispettivamente età di >44 ka e di circa 10 ka, evidenziando il Pleistocene Superiore (prima metà dell'Ultimo Glaciale, con uno dei massimi würmiani) per la base della successione e l'inizio dell'Olocene in alto. È importante notare che a 20–30 m dalla sezione, sul lato W della scavo, il corpo alluvionale appariva tagliato da una faglietta orientata in direzione NNW e con rigetto decimetrico (figg. 19–20); altra piccola faglia diretta con la stessa orientazione e ribassamento del lembo a E era stata rilevata pochi m a W.

In conclusione, questa ipotesi di correlazione geometrica tra la cengia della Tana del Re Tiberio con la copertura ghiaiosa basale del terrazzo di Limisano appare particolarmente interessante, in quanto da un lato comporterebbe che la Tana del Re Tiberio si sia originata durante un intervallo glaciale, proprio come prevede la teoria speleologica (De Waele *et alii*, *Evo-*

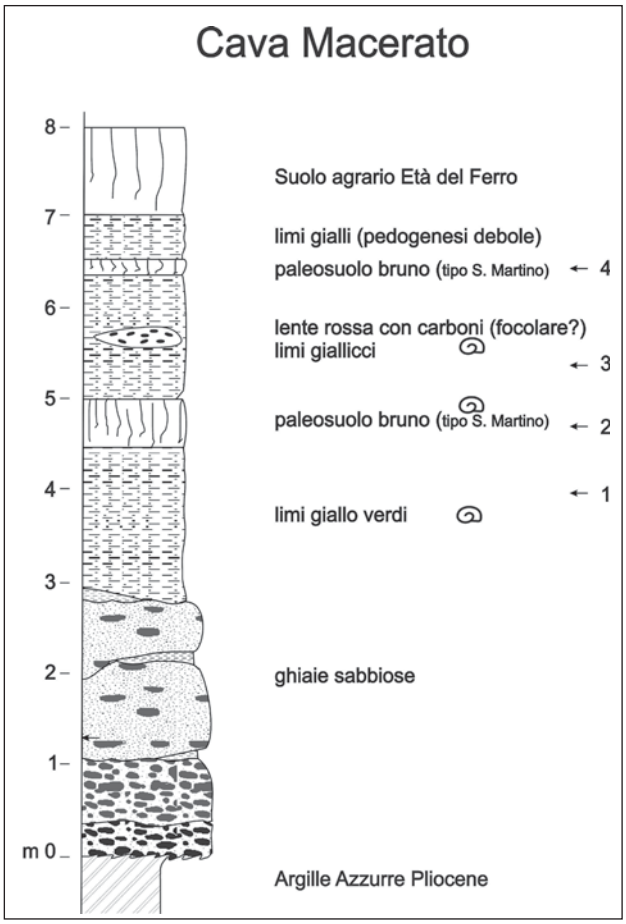


Fig. 23 – Sezione stratigrafica della ex Cava Macerato.

luzione speleogenetica del sistema carsico del Re Tiberio (Vena del Gesso romagnola), in questo volume), e dall'altro giustificherebbe la sostanziale assenza di depositi coevi in affioramento. Si tenga comunque presente che questo fondovalle "glaciale" dovette persistere almeno per alcuni millenni, sino a un successivo momento temperato in cui la Tana del Re Tiberio fu oggetto di un sovralluvionamento di parecchi metri.

Il fondovalle dei terrazzi di Borgo Rivola

Il pianoro di Borgo Rivola, in sinistra Senio di fronte a Monte Tondo, è modellato su almeno un paio di distinti livelli di terrazzamento, rispettivamente a quota media di circa 130 m e 115 m slm, i quali si distinguono anche per una marcata differenza di spessore dei rispettivi depositi alluvionali (fig. 5).
Questi due terrazzi di Borgo Rivola, che nella zona in cui tagliano i gessi sono elevati rispettivamente di una trentina e di una ventina di metri rispetto alla quota golenale attuale, si seguono abbastanza bene lungo la valle a nord su ambedue i lati, ove tendono a convergere tra loro all'altezza di Riolo Terme, probabilmente condizionati anche dalla presenza di faglie attive trasversali analoghe a quelle osservate a Limisano (figg. 1, 6). I medesimi terrazzi si riconoscono anche nella valle del Sintria, soprattutto a valle di Pian di Vedreto, ove invece si mantengono distinti (fig. 7).
Nell'insieme, tanto per intenderci, essi corrispondono alla "*grande superficie di fondovalle o terrazzo di III ordine*" cui Ruggieri (1949) attribuiva una età würmiana. In generale, si ipotizza che la successione del terrazzo alto, che in superficie presenta localmente uno spesso suolo nerastro, sia riferibile a un interstadiale temperato, mentre lo strato ghiaioso basale del terrazzo basso sarebbe riferibile all'ultimo tardiglaciale, con la possibilità di intravvedere una qualche continuità di sedimentazione sino all'Olocene antico. Una successione tipica del terrazzo basso di cui sopra è stata misurata nel 1992 nella ex Cava Macerato (figg. 21–23), in sinistra del Senio a poca distanza dalla Chiesa di Costa. Essa è costituita da circa 3 m di ghiaie, poligeniche nella parte più bassa, poi monogeniche, e quindi sabbiose, e superiormente da circa 5 m di limi con un suolo sommitale contenente resti dell'*Età del Ferro*. È molto interessante il fatto che entro i limi si intercala una coppia di paleosuoli bruni tipo Paleosuolo San Martino (Curzi *et alii* 1988; Marabini *et alii* 1988), per il quale, sulla base di correlazioni geoarcheologiche con la pianura tra Faenza e Lugo, si stima una genesi essenzialmente di età pre–Neolitica (Franceschelli, Marabini 2007); la particolarità del sito di Macerato consiste nel fatto che tra i due paleosuoli fu individuata una lente arrossata contenente carboncini, probabile indice di focolare, di cui purtroppo non si potè prelevare un campione idoneo per datazioni radiometriche.
Infine merita un cenno il fatto che nella gola di Borgo Rivola si conservano in sinistra idrografica vari altri terrazzi a quote inferiori rispetto alla superficie del pianoro su cui insiste l'abitato. Il terrazzo più evidente, inciso nel gesso e con una spessa copertura ghiaiosa, si trova elevato di una decina di metri rispetto all'alveo attuale del Senio, e si può genericamente riferire all'Olocene medio, cioè a un'epoca più recente rispetto alla successione di Macerato. In particolare, sulla base di correlazioni preliminari con i paleodossi del Senio della pianura tra Castelbolognese e Faenza (Franceschelli, Marabini 2007), si stima che la superficie di questo terrazzo possa aver corrisposto con la quota di piana di fondovalle sino almeno alla prima età del Bronzo (circa 4.000 anni fa), allorquando la Tana del Re Tiberio era già frequentata per scopi funerari (Miari *et alii* in questo volume). Almeno altri tre terrazzini si riconoscono inoltre a quote inferiori, di cui il più recente, attualmente occupato dai silos della cava del gesso, è quello senza

Fig. 24 – Vista da Ca' Pradella verso il borgo I Crivellari e il profilo a gradini della Vena del Gesso nel crinale di Monte della Volpe nel 1992.

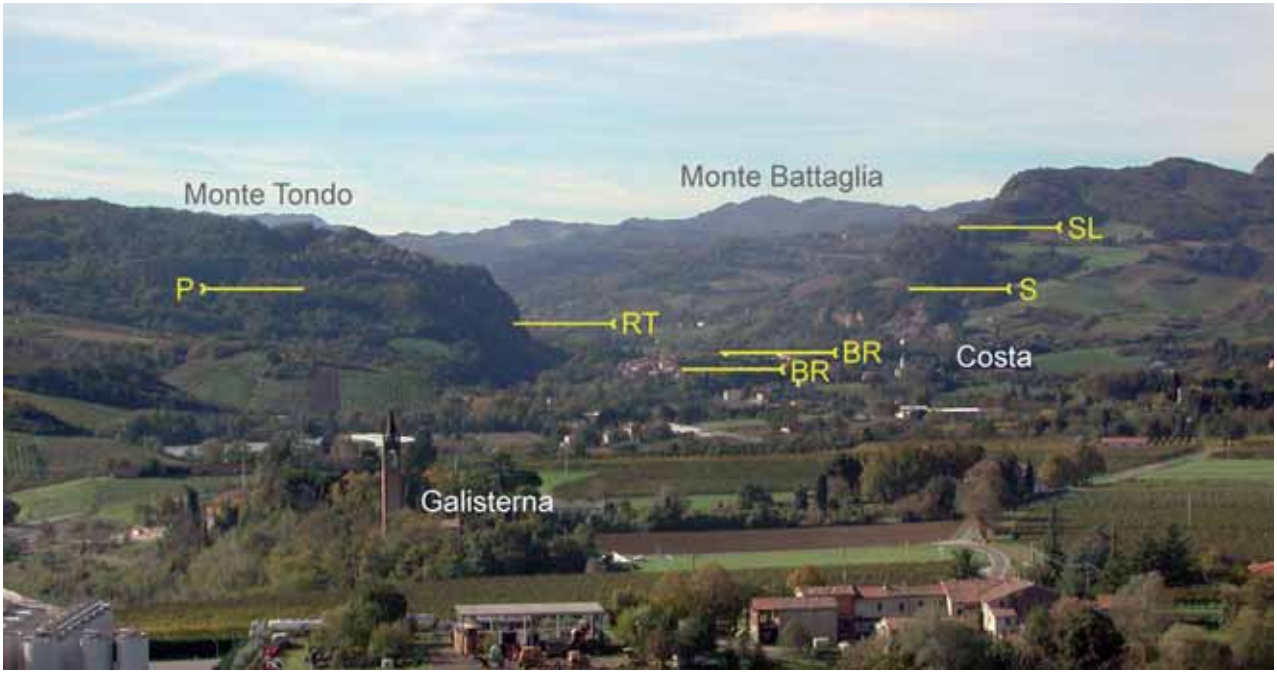


Fig. 25 – La forra del Senio a Borgo Rivola vista da N nel 2013, con evidenziati i livelli degli antichi fondovalle: (**SL**) il ripiano Monte Tondo – Sasso Letroso, (**P** e **S**) il terrazzo Pradella – Sassatello (in destra e sinistra), (**RT**) la cengia della Tana del Re Tiberio (in destra), (**BR**) il duplice terrazzo di Borgo Rivola (al centro e in primo piano).

dubbio riferibile alla Piccola Età Glaciale (450–150 anni fa).

Quando e perché il Sintria "catturò" il Senio. E dopo la "cattura" ?

Il quadro proposto di possibili correlazioni morfostratigrafiche tra le tracce di antichi fondovalle nella zona di Monte Tondo e i terrazzi e le successioni fluviali intravallive più a nord stimola, come detto, il tentativo di valutazioni cronologiche in merito all'evoluzione paleoidrografica del sistema Senio–Sintria riferendole alla stratigrafia isotopica. Ovviamente le considerazioni che seguono, in attesa di datazioni dirette, sono da accogliere con la massima pru-

denza, e quindi ci limiteremo a esporre i pochi punti che riteniamo obiettivamente più attendibili.

Innanzitutto ricordiamo che l'età dei depositi continentali presenti sul margine dell'Appennino Emiliano–Romagnolo viene ricondotta, nella bibliografia moderna, agli ultimi 400.000 anni (Amorosi *et alii* 2009), e che la cronologia isotopica colloca intorno a questa data il MIS 11, un lungo interglaciale più caldo rispetto ai precedenti e paragonabile all'attuale (fig. 2). Al MIS 11 si può quindi tentare di riferire, almeno in parte, la *paleosuperficie sommitale* della Vena del Gesso che, su base essenzialmente geometrica, si può pensare fosse presente a quote oggi superiori a 500 metri slm, e che troverebbe corrispondenza nelle paleosuperfici ancora oggi estesamente riconoscibili nella fascia pedecollinare a monte della via Emilia (v. anche "morfologie relitte" in Achilli *et alii* 1990, pp. 333–335). In pratica, il MIS 11 potrebbe essere considerato, a grandi linee, il termine cronologico *post quem* la Vena del Gesso come noi la conosciamo ha cominciato ad emergere per denudamento erosivo.

Un altro punto che si può ritenere abbastanza attendibile riguarda la cronologia esemplificata dalle ghiaie di Sassatello e dalla successione dell'antico fondovalle di Pradella e dell'omonimo terrazzo conservato, che, sulla base di correlazioni geometriche e stratigrafiche con vari terrazzi a valle e con la successione di Cava Zannona nel Faentino (figg. 5–6), può riferirsi genericamente a qualche tratto del lungo interglaciale MIS 5 (da c. 130.000 a 75.000 anni fa). Di conseguenza, il dislivello vallivo di poco oltre il centinaio di metri che è presente nella stretta gessosa di Monte Tondo al di sotto di quota 210–240 m slm sarebbe riconducibile a un *ciclo maggiore di incisione valliva* (dall'ultimo interglaciale all'interglaciale attuale!) che è riferibile grosso modo agli ultimi 100.000 anni (fig. 4).

Se poi osserviamo la morfologia totale dell'incisione di Monte Tondo (figg. 24–25), ove tra la quota della superficie sommitale riferita al MIS 11 e a quella riferita al MIS 5 si intercalano un paio di cicli maggiori di incisione valliva (fig. 5) paragonabili per dimensione a quello appena citato, appare chiaro quale potrebbe essere l'interpretazione cronologica più semplice per questi ultimi cicli. Il ripiano ovest di Monte della Volpe rappresenterebbe la quota di fondovalle al MIS 9 (da c. 340 a 320–300 k anni), e quello di Sasso Letroso–Monte Tondo la quota di fondovalle al MIS 7 (da c. 220 a 200–190 k anni).

In sostanza, quindi, per quanto riguarda la cronologia della "*cattura fluviale*" (Ruggieri 1951), se consideriamo da un lato l'ipotesi di correlazione del ripiano a ovest di Monte della Volpe con le ghiaie di Bergullo nella vallecola del Sanguinario, e dall'altro che il ripiano di Sasso Letroso e Monte Tondo sia invece riferibile già al tracciato attuale del Senio, essa verrebbe a collocarsi ragionevolmente tra la fase di massimo sovralluvionamento del MIS 9 e la fase di massima incisione del MIS 8, indicativamente tra c. 325 e 250 ka.

Possiamo ritenere sicuro il fatto che la "*cattura fluviale*" del Sintria sia quindi più antica di quanto supposto da Ruggieri (1951) e da Picotti *et alii* 2009? Certamente ancora no; sarà infatti necessario verificare criticamente, in primo luogo, l'evoluzione tettonica della zona in termini di velocità di sollevamento e l'interferenza esercitata su quest'ultima dalle faglie longitudinali e oblique alla catena (Picotti *et alii* 2009). A questo proposito, in base al quadro geometrico e cronologico discusso sopra, si stimano in via preliminare le seguenti velocità di incisione valliva alla stretta di Monte Tondo (fig. 5): ciclo IV (MIS 11–MIS 10) >0,125 mm/anno, ciclo III (MIS 9–MIS 8) circa 0,095 mm/anno, ciclo II (MIS 7–MIS 6) circa 0,078 mm/anno, ciclo I (MIS 5–MIS 1) circa 0,088 mm/anno. Una interpretazione di questi dati potrebbe essere che la velocità di sollevamento in questo settore appenninico sia leggermente rallentata in tempi geologici più recenti, oppure che nel settore specifico della Vena del Gesso del-

la zona di Monte Tondo abbiano giocato un importante ruolo locale movimenti neotettonici come quelli riscontrati direttamente a Limisano o diversamente orientati (Picotti *et alii* 2009). A questo proposito si è ritenuto opportuno evidenziare in carta i principali lineamenti e faglie NNW–SSE, che, non certo casualmente, si abbinano come detto alle principali risalite di acque minerali della zona di Riolo Terme (figg. 1, 7).

Ancora in riferimento alla evoluzione Vena del Gesso è anche evidente che, se questo nostro quadro interpretativo della "*cattura fluviale*" non richiede un ruolo attivo del carsismo, a differenza di come non aveva escluso Ruggieri, tuttavia esso inquadra la complessa cronologia carsica di Monte Tondo in un ambito crono/tettonico di più ampie e nuove prospettive interpretative (De Waele *et alii*, *Evoluzione speleogenetica del sistema carsico del Re Tiberio (Vena del Gesso romagnola)*, in questo volume). Ad esempio, appare come detto ragionevole l'attribuzione del livello carsico esemplificato dalla Tana del Re Tiberio al picco glaciale MIS 4 (a circa 65 ka), che notoriamente contrassegna un rapido abbassamento marino a partire da 75.000 anni fa. E nulla impedisce di pensare che il fondovalle sia persistito a questa quota sino per lo meno al MIS 3 iniziale (a circa 55.000 ka), per un tempo più che sufficiente per la formazione completa della Tana del Re Tiberio (fig. 4) .

E tutto sembra fatto apposta per una connotazione finale in stile ruggieriano. Se venisse confermata la correlazione col picco glaciale MIS 4 e con la successione di Limisano del fondovalle Re Tiberio, chissà che nei livelli più profondi di questa, o in altre gallerie carsiche a quote similari, non vengano in futuro rinvenute le tracce di una frequentazione cavernicola della Vena del Gesso da parte dell'Uomo di Neanderthal? L'ambiente di ampio fondovalle creato in precedenza dalla "*cattura fluviale*" alla confluenza tra Senio e Sintria, che ancor oggi fa la fortuna insediativa e turistica di Riolo Terme, si presentava obiettivamente ampio e ospitale. Il nucleo di selce di Limisano viene da poco lontano.

Bibliografia

V. Achilli, S. Arca, P. Baldi, R. Chiggio, A. Landuzzi, S. Marabini, F. Mulargia, S. Tinti, G.B. Vai 1990, *Studio sismotettonico dell'Appennino forlivese: il progetto GEOSIS*, "Bollettino Geodesia Scienze affini" 49, 4, pp. 319–361.

A. Amorosi, A. Martini, P. Severi 2009, *Settore di Pianura*, in *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 239, Faenza*, ISPRA, pp. 39–71.

P. Curzi, L. Lenaz, S. Marabini, G.B. Vai 1988, *Mesostrutture deformative tipo pockmark in un paleosuolo olocenico di Romagna*, "Rendiconti Società Geologica Italiana" 10 (1987), pp. 38–40.

C. Emiliani 1955, *Pleistocene temperatures*, "Journal of Geology" 63, pp. 538–578.

C. Emiliani 1966, *Isotopic paleotemperatures*, "Science" 154, pp. 851–857.

C. Franceschelli, S. Marabini 2007, *Lettura di un territorio sepolto. La pianura lughese in età romana,* Collana "Studi e Scavi", Dipartimento di Archeologia dell'Università di Bologna, Bologna.

S. Marabini 1997, *Un bosco fossile,* "Università aperta Terza Pagina", anno VII, n. 8, pp. 4–5.

S. Marabini, R. Lenaz, G.B. Vai, 1988, *Pleistocene superiore e Olocene del margine pedeappenninico romagnolo: rapporto preliminare*, "Rendiconti Società Geologica Italiana" 10 (1987), pp. 33–37.

G. Merla, E. Abbate 1967, *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, Foglio 114 Arezzo*, Servizio Geologico d'Italia, Roma.

V. Picotti, A. Ponza, F.J. Pazzaglia 2009, *Topographic expression of active faults in the foothills of the Northern Apennines*, "Tectonophysics" 474, pp. 285–294.

F. Ricci Lucchi, G.B. Vai 1973, *La con-*

servazione dei beni geologici, "Natura e Montagna", n. 1, marzo 1973, pp. 5–14.

G. Rubinato, M. Sami, F. Fanti, S. Marabini, B. Sala, G.B. Vai 2013, *Terrestrial vertebrates in MIS 6 to MIS5 deposits of the Zannona quarry (Faenza, Italy)*, "Alpine Mediterranean Quaternary" (in stampa).

G. Ruggieri 1949, *Presupposti a una datazione dei terrazzi dell'Emilia*, "Rivista Geografica Italiana" 56, pp. 273–277.

G. Ruggieri 1951, *Probabile cattura dell'alto e medio corso del Senio da parte del Sintria*, "Studi Romagnoli" 2, pp. 329–331.

G.B. Vai 1986, *Un fiume per la gente? Il Santerno e gli insediamenti umani ad una svolta tra passato e futuro*, "Pagine di vita e storia imolesi" 4, pp. 129–156.

G.B. Vai 1995, *Introduzione alla geologia dell'Appennino Nordorientale sulle orme di Scarabelli*, in M. Pacciarelli, G.B. Vai (a cura di), *La Collezione Scarabelli 1 Geologia*, Musei civici di Imola, Casalecchio di Reno, pp. 154–177.

G.B. Vai, S. Marabini 1986, *Da Leonardo a Scarabelli – Le origini della geologia in Romagna*, in C. Marabini, W. Della Monica (a cura di), *Romagna: vicende e protagonisti*, Bologna, I, pp. 28–63.

G.B. Vai, I.P. Martini 2001, *Geomorphologic setting*, in G.B. Vai, I.P. Martini (eds.), *Anatomy of an Orogen: the Apennines and Adjacent Mediterranean Basins*, Dordrecht, pp. 1–4.

Si ringraziano tra i tanti amici e colleghi che ci hanno privilegiato di suggerimenti e aiuti in questa ricerca pluridecennale, certi di dimenticarne più di uno: M. Taviani, G. Calderoni, C. Rivalenti, R. Pierotti, A. Papaioannou, A. Spada, S. Bonadonna, V. Picotti, A. Negri, A. Amorosi, B. Sala, gli amici del Golf Club La Torre, gli amici dello Speleo GAM Mezzano, P. Forti, G. Minardi, C. Ferrari, F. Gamberini, P. Ferrieri, M. Sami, T. Benericetti.