



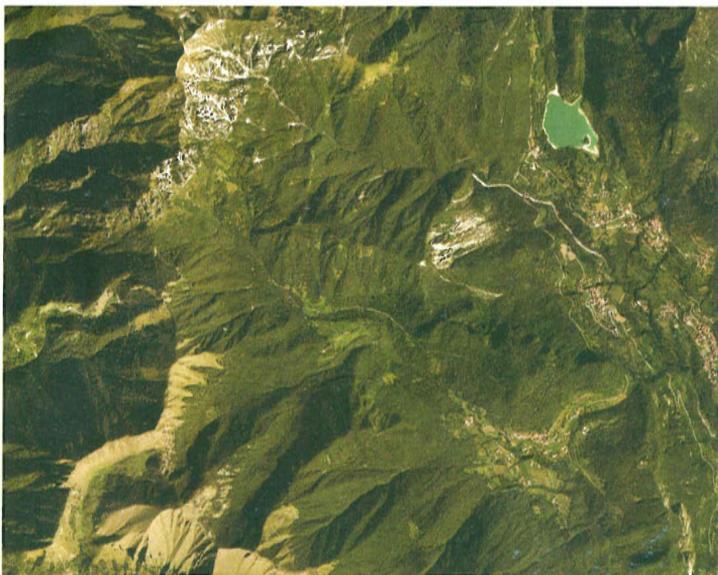
PROVINCIA AUTONOMA DI TRENTO  
SERVIZIO GEOLOGICO



Carta Geologica della Provincia di Trento  
scala 1:25 000

# NOTE ILLUSTRATIVE

a cura di V. Picotti



---

**Tavola 80 IV - RONCONE**

---



Provincia Autonoma di Trento  
Servizio Geologico



**NOTE ILLUSTRATIVE**  
**della**  
**CARTA GEOLOGICA**  
**DELLA PROVINCIA DI TRENTO**  
**alla scala 1:25.000**

**tavola 80 IV**  
**RONCONE**

a cura di  
**Vincenzo Picotti<sup>2</sup>**

*con contributi di:*

**A. Franceschini<sup>1</sup>, T. Bampi<sup>1</sup>, P. Bellintani<sup>6</sup>**

- 1 Servizio Geologico, Provincia Autonoma di Trento
- 2 Dipartimento di Scienze della Terra e Geologico-Ambientali, Università di Bologna
- 3 Dipartimento di Geologia, Paleontologia e Geofisica, Università di Padova
- 4 Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Pavia
- 5 Dipartimento di Scienze della Terra e dell'Università di Modena e Reggio-Emilia
- 6 Ufficio Beni Archeologici, Provincia Autonoma di Trento

Cartografia tratta dai rilievi originali alla scala 1:10.000, Foglio n. 80 "Riva del Garda", eseguiti nell'ambito della convenzione con il Servizio Geologico d'Italia (progetto CARG - PAT)

*Responsabile del progetto:*

S. Cocco<sup>1</sup> (M. Nardin<sup>1</sup>; fino al 1997, L. Veronese<sup>1</sup>; fino al 1998)

*Coordinatore scientifico del Foglio:*

A. Castellarin<sup>2</sup>

*Direttori del rilevamento:*

per il substrato A. Castellarin<sup>2</sup>

per i depositi quaternari G.B. Pellegrini<sup>3</sup>, A. Carton<sup>4</sup>, M. Panizza<sup>5</sup>

*Rilevatori:*

G. Bollettinari, L. Cantelli, E. Casolari, V. Picotti, G. Piffer

*Responsabile dell'informatizzazione:*

G. Tommasi<sup>1</sup>

*Gruppo tecnico di supporto:*

M. Bertò<sup>1</sup>, F. Daminato<sup>1</sup>, P. Trainotti<sup>1</sup>, C. Tomazzolli<sup>1</sup>

*Allestimento editoriale:*



**S.E.L.C.A.** - Firenze

*In copertina:*

*Cofanetto* - Panoramica dell'area Nordovest del Lago di Garda dal Monte Altissimo di Nago. Sullo sfondo il Monte Adamello e il Gruppo del Brenta. Foto M. Sapigni.

*Libretto* - Ortofoto del Quadrante Sudest della Tavola Roncone.

## PRESENTAZIONE

La conoscenza della geologia del nostro territorio e dei processi che ne determinano l'evoluzione è un fattore di grande importanza, da sempre riconosciuto come prioritario dall'Amministrazione della Provincia Autonoma di Trento.

Tale conoscenza si rivela fondamentale innanzitutto per una corretta gestione del territorio, sia dal punto di vista urbanistico, industriale e turistico, sia per un razionale ed equilibrato sfruttamento delle risorse naturali.

La conoscenza dei processi geomorfologici e geodinamici rappresenta anche la base su cui impostare la politica di prevenzione e di difesa degli abitati e delle infrastrutture dal cosiddetto "rischio idrogeologico", su cui la nostra amministrazione ha investito notevoli risorse negli ultimi decenni.

È quindi con grande piacere che saluto il nascere di questa nuova collana di cartografia geologica, nata dopo anni di fertile collaborazione del Servizio Geologico della Provincia Autonoma di Trento con Università, Museo Tridentino e geologi liberi professionisti.

Questa cartografia ha origine nei primi anni '90 con il varo del Progetto CARG, nato per la realizzazione di una nuova Carta Geologica Nazionale e Regioni e Provincie Autonome, vede una fattiva collaborazione tra diversi enti locali ed un coordinamento a livello nazionale.

La Provincia Autonoma di Trento ha voluto ampliare e dettagliare maggiormente il progetto nazionale per trarne una cartografia più adatta ai propri scopi istituzionali, oltre che realizzare una completa base dati geologica territoriale.

Si intende ora, con la stampa di queste prime tavole, dare il via ad una collana che porti progressivamente alla copertura dell'intero territorio della nostra provincia.

Pur consci dei tempi lunghi necessari al completamento dei rilievi, crediamo ugualmente nella validità del prodotto e nella sua grande utilità.

**Silvano Grisenti**

*Assessore ai trasporti, autonomie locali  
e protezione civile della Provincia Autonoma di Trento*

## INDICE

<b>PRESENTAZIONE</b> .....	pag.	3
<b>1. - INTRODUZIONE E INQUADRAMENTO GEOLOGICO</b> .....	»	7
<b>2. - STUDI PRECEDENTI</b> .....	»	9
<b>2.1. - Cartografia precedente</b> .....	»	10
<b>3. - STRATIGRAFIA DELLE UNITÀ PRE-QUATERNARIE</b> .....	»	11
<b>3.1. - FORMAZIONI ROCCIOSE MARINE</b> .....	»	11
<b>3.1.1. - FORMAZIONE DI WERFEN (WER)</b> .....	»	13
<b>3.1.2. - FORMAZIONE DEL SERLA (FSE)</b> .....	»	14
<b>3.1.3. - CALCARE DI ANGOLO (ANG)</b> .....	»	14
<b>3.1.4. - CALCARE DI PREZZO (PRZ)</b> .....	»	15
<b>3.1.5. - FORMAZIONE DI BUCHENSTEIN (BUC)</b> .....	»	16
<b>3.1.6. - FORMAZIONE DI ESINO (ESI)</b> .....	»	17
<b>3.1.7. - FORMAZIONE DI BRENO (BRE)</b> .....	»	18
<b>3.1.7.1. - Membro di Campolungo (BRE<sub>2</sub>)</b> .....	»	20
<b>3.1.8. - DOLOMIA PRINCIPALE (DPR)</b> .....	»	21
<b>3.1.9. - CALCARE DI ZU (ZUU)</b> .....	»	22
<b>3.1.9.1. - Membro del Grostè (ZUU<sub>1</sub>)</b> .....	»	23
<b>3.1.9.2. - Membro di Tremalzo (ZUU<sub>3</sub>)</b> .....	»	24
<b>3.1.10. - FORMAZIONE DELLA CORNA (COR)</b> .....	»	25
<b>3.1.10.1. - Membro del Doss de la Torta (COR<sub>2</sub>)</b> .....	»	26
<b>3.1.10.2. - Membro del Pichea (COR<sub>1</sub>)</b> .....	»	28
<b>3.1.11. - FORMAZIONE DI VAL D'ORO (FVO)</b> .....	»	30
<b>3.1.12. - CALCARE DEL MISONE (MIS)</b> .....	»	31
<b>3.1.13. - FORMAZIONE DEL TOFINO (CMT)</b> .....	»	33
<b>3.1.13.1. - Membro A (CMT<sub>1</sub>)</b> .....	»	33
<b>3.1.13.2. - Membro B (CMT<sub>2</sub>)</b> .....	»	34
<b>3.1.13.3. - Membro B (CMT<sub>3</sub>)</b> .....	»	35
<b>3.1.13.4. - Membro D (CMT<sub>4</sub>)</b> .....	»	38
<b>3.1.14. - CALCARI OOLITICI DI S. VIGILIO (OSV)</b> .....	»	42
<b>3.1.15. - ROSSO AMMONITICO VERONESE (ARV)</b> .....	»	42
<b>3.1.16. - SELCIFERO LOMBARDO (SLO)</b> .....	»	43

3.1.17. - MAIOLICA (MAI) .....	»	44
3.1.18. - MARNA DI BRUNTINO (BRU) .....	»	46
3.1.19. - SASS DE LA LUNA (SDL) .....	»	47
3.1.20. - SCAGLIA VARIEGATA ALPINA (SVA) .....	»	47
3.1.21. - SCAGLIA ROSSA (SAA) .....	»	48
3.1.22. - FORMAZIONE DI VAL D'AGOLA (VAG) .....	»	49
3.1.22.1. - Membro A (VAG <sub>1</sub> ) .....	»	50
3.1.22.2. - Membro B (VAG <sub>2</sub> ) .....	»	50
3.1.22.3. - Membro C (VAG <sub>3</sub> ) .....	»	51
3.1.23. - FORMAZIONE DI PONTE PIÀ (FPP) .....	»	51
<b>4. - FORMAZIONI CONTINENTALI QUATERNARIE .....</b>	<b>»</b>	<b>53</b>
<b>4.1. - DEPOSITI PRECEDENTI ALL'ULTIMO PLENIGLACIALE .</b> .....	<b>»</b>	<b>54</b>
4.1.1. - CONGLOMERATO DEI COGOLOTI .....	»	54
4.1.2. - DEPOSITI GLACIALI ANTICHI .....	»	54
4.1.3. - DEPOSITI LACUSTRI ANTICHI .....	»	55
4.1.4. - DEPOSITI DI FRANA ANTICHI .....	»	56
<b>4.2. - DEPOSITI LEGATI ALL'EVOLUZIONE DELL'ULTIMO</b> <b>PLENIGLACIALE - TARDIGLACIALE .....</b>	<b>»</b>	<b>56</b>
4.2.1. - DEPOSITI GLACIALI .....	»	56
4.2.2. - DEPOSITI DI CONTATTO GLACIALE .....	»	57
4.2.3. - DEPOSITI LACUSTRI .....	»	58
4.2.4. - DEPOSITI COLLUVIALI .....	»	59
4.2.5. - DEPOSITI DI FRANA .....	»	59
4.2.6. - DEPOSITI DI VERSANTE .....	»	60
4.2.7. - SINTESI DELL'EVOLUZIONE PALEOGEOGRAFICA .....	»	60
<b>4.3. - DEPOSITI SUCCESSIVI AL TARDIGLACIALE .....</b>	<b>»</b>	<b>60</b>
4.3.1. - DEPOSITI GRAVITATIVI (VERSANTE E FRANA) .....	»	61
4.3.2. - DEPOSITI ALLUVIONALI E MISTI .....	»	63
4.3.3. - DEPOSITI PALUSTRI .....	»	65
4.3.4. - DEPOSITI LACUSTRI E GENESI DEL LAGO DI TENNO .....	»	65
<b>5. - TETTONICA ED EVOLUZIONE PALEOGEOGRAFICA .....</b>	<b>»</b>	<b>67</b>
<b>5.1. - LE STRUTTURE PRINCIPALI DESCRITTE</b> <b>NELLE SEZIONI GEOLOGICHE .....</b>	<b>»</b>	<b>68</b>
<b>5.2. - VINCOLI PALEOGEOGRAFICI ALLA TRASLAZIONE</b> <b>ORIZZONTALE LUNGO LA LINEA BALLINO-GARDA:</b> <b>UNO STRUMENTO PER TARARE LA CINEMATICA</b> <b>SINISTRA DELLE GIUDICARIE .....</b>	<b>»</b>	<b>52</b>
<b>5.3. - SINTESI DELL'EVOLUZIONE TETTONICA .....</b>	<b>»</b>	<b>73</b>

<b>5.4. - EVOLUZIONE PALEOGEOGRAFICA MESO-CENOZOICA. TETTONICA E SEDIMENTAZIONE AL LIMITE TRA PIATTAFORMA VENETA E BACINO LOMBARDO .....</b>	<b>»</b>	<b>73</b>
<b>5.4.1. - CICLO DELLA TETIDE MELIATA .....</b>	<b>»</b>	<b>74</b>
<b>5.4.2. - CICLO DELLA TETIDE ALPINA .....</b>	<b>»</b>	<b>75</b>
<b>5.4.3. - CICLO ALPINO .....</b>	<b>»</b>	<b>76</b>
<b>6. - IDROGEOLOGIA .....</b>	<b>»</b>	<b>79</b>
<b>7. - STABILITÀ DEI VERSANTI (A. Franceschini e T. Bampi) .....</b>	<b>»</b>	<b>81</b>
<b>7.1. - LA GRANDE FRANA DI TENNO .....</b>	<b>»</b>	<b>82</b>
<b>7.1.1. - SITUAZIONE E STUDI PRECEDENTI .....</b>	<b>»</b>	<b>82</b>
<b>7.1.2. - ANALISI DELLE CONDIZIONI GEOLOGICHE AL CONTORNO .....</b>	<b>»</b>	<b>83</b>
<b>8. - ARCHEOLOGIA (P. Bellintani) .....</b>	<b>»</b>	<b>87</b>
<b>8.1. - LE PALAFITTE DI FIAVÈ .....</b>	<b>»</b>	<b>87</b>
<b>8.1.1. - LA SCOPERTA E LE RICERCHE .....</b>	<b>»</b>	<b>89</b>
<b>8.1.2. - FASI INSEDIATIVE E CARATTERISTICHE DEGLI ABITATI .....</b>	<b>»</b>	<b>89</b>
<b>8.1.3. - UOMO E AMBIENTE .....</b>	<b>»</b>	<b>93</b>
<b>8.1.4. - PRODUZIONI ARTIGIANALI E CARATTERIZZAZIONE CULTURALE .....</b>	<b>»</b>	<b>94</b>
<b>9. - BIBLIOGRAFIA .....</b>	<b>»</b>	<b>97</b>
<b>10. - BREVE GLOSSARIO DI TERMINI STRANIERI O INUSUALI .....</b>	<b>»</b>	<b>104</b>

## 1. - INTRODUZIONE E INQUADRAMENTO GEOLOGICO

L'area della Tavola Roncone, di cui si intende illustrare il rilevamento geologico, costituisce il quadrante nord-occidentale del Foglio n. 080 "Riva del Garda".

Da un punto di vista geografico, essa comprende il solco di Ballino e le pendici del M. Misone ad Est, il versante della bassa Valle Giudicarie ad Ovest, la Val Concei e le pendici della Val di Ledro a Sud, il sistema di valli e cime Gaverdina - Altissimo e Val Marcia, fino alle pendici della conca di Bleggio a Nord. Tutte queste valli sono tributarie del Fiume Sarca, a parte il settore a Sud di Roncone, tributario del Fiume Chiese. Le quote variano tra i 200 m, allo sbocco del solco di Ballino entro piana di Riva del Garda, ed i 2000 m per le dorsali M. Cadria (2253 m) - M. Altissimo.

In quest'area sono presenti rocce sedimentarie con età che vanno dal Triassico inferiore fino all'Eocene. La maggior parte delle unità descritte sono note in letteratura, anche se alcune sono di nuova definizione. Pur essendo un'area studiata da oltre un secolo, per le successioni mesozoiche è stato necessario adottare criteri di analisi di facies in modo da associare alla stratigrafia tradizionale una comprensione delle unità stratigrafico-deposizionali, in grado di rendere conto dell'evoluzione paleogeografica attraverso un'adeguata gerarchizzazione delle unità.

Lo studio strutturale si è svolto nel quadro di una più ampia analisi dell'evoluzione tettonica del settore centrale delle Alpi Meridionali, coordinato dal prof. A. Castellarin. Questo fatto ha permesso di correlare e convalidare a scala regionale i dati raccolti nel settore.

Il rilevamento delle successioni sedimentarie plio-pleistoceniche continentali non ha potuto avvalersi che della scarsa letteratura precedente. Per questo motivo, il quadro presentato in queste note è ancora sottoposto a verifiche ed aggiornamenti che il gruppo di lavoro del Progetto CARG-PAT sta ultimando.

La Tavola Roncone è compresa tra i lineamenti della cosiddetta Linea delle Giudicarie Sud e la Linea Ballino-Garda. Attraverso quest'ultima si è realizzato nel Lias il passaggio di facies che è stato evidenziato da CASTELLARIN (1972), come dovuto al controllo di un coevo sistema distensivo collegato alle fasi del rifting che portarono all'individuazione del margine passivo giurassico-cretaceo nelle Alpi

Meridionali (AUBOUIN, 1964; BERNOULLI, 1964; CASTELLARIN, 1972; GAETANI, 1975; WINTERER e BOSELLINI, 1981). L'approfondimento degli studi ha portato ad attribuire l'avvio di questo evento geodinamico al Norico (BERTOTTI *et al.*, 1993).

La successiva evoluzione alpina ha portato alla collisione di questo margine contro la placca europea con la formazione delle Alpi Meridionali a vergenza Sud. Nell'area in esame, gli antichi lineamenti tettonici sono stati invertiti più o meno completamente a partire dal Cretaceo Superiore e lo sviluppo delle strutture contrazionali neoalpine è stato condizionato da queste geometrie. L'età dei movimenti compressivi è fondamentalmente miocenica, successiva all'Aquitaniaco, età della più recente unità coinvolta (affiorante a Riva del Garda). Il lineamento noto come Linea delle Giudicarie Sud si è sviluppato durante questi movimenti sudvergenti (PICOTTI *et al.*, 1995).

Le principali fasi di esumazione e sollevamento sono essenzialmente mioceniche medie, e legate all'ispessimento crostale dovuto alla deformazione compressiva. L'erosione di questo settore è stata molto attiva per tutto il Miocene superiore, fino a raggiungere un acme nel Messiniano superiore, quando si sono individuati e notevolmente approfonditi i principali solchi vallivi.

Infine, in epoche tardo-plioceniche e pleistoceniche, ossia successivamente alla messa in posto degli accavallamenti, il settore è stato interessato dall'evoluzione di ghiacciai vallivi che hanno solcato le principali depressioni (Ballino e Giudicarie), mentre i ghiacciai locali, data la scarsa elevazione delle cime presenti, hanno avuto uno sviluppo limitato ai circhi più elevati.

## 2. - STUDI PRECEDENTI

### 2.1. - GLI STUDI GEOLOGICI

Il settore compreso tra Ballino e Roncone fu oggetto di osservazioni da parte di numerosi studiosi nella seconda metà del 1800, quando il territorio apparteneva all'impero Austro-Ungarico. La maggior parte di questi autori di lingua tedesca erano impegnati nelle prime descrizioni e correlazioni geologiche a scala Alpina. Una eccezione nella bibliografia del settore è data da uno studio stratigrafico sul Reticò della Val di Ledro di NELSON DALE (1876). Tutti questi studi avevano quindi un carattere molto ampio e venivano a descrivere soltanto affioramenti o serie significative da un punto di vista paleontologico e stratigrafico. Tra questi studi si ricorda LEPSIUS (1878), ma soprattutto BITTNER (1881, 1883) per le sue notevoli osservazioni stratigrafiche (specialmente sul Trias) e sull'assetto strutturale del settore delle Giudicarie e di Ballino. Sono poi da segnalare i lavori di HAAS (1912, 1913) sulle ricche faune rinvenute ad Est di Ballino. La successione stratigrafica dei dintorni di Ballino, tuttavia, è stata descritta con un certo grado di precisione soltanto nel 1918 da SCHWINNER.

La geologia della Tavola non fu più oggetto di attenzioni fino al 1943, quando CADROBBI presentò due lavori (1943a e 1943b) con cui illustrava i risultati principali dei rilievi da lui effettuati nella zona e che convergeranno poi nella carta geologica alla scala 1:100.000 del 1948. Durante gli anni '60 l'evoluzione paleogeografica e la suddivisione dei bacini delle Alpi meridionali, peraltro nota da oltre un secolo, vennero rivisitate da un gruppo francese guidato da AUBOIN (1964). Uno dei suoi studenti svolse inoltre uno studio dettagliato del settore centro-orientale della Tavola (BONNEAU, 1970). In quegli anni anche altri autori si dedicarono al problema del condizionamento tettonico sulla paleogeografia nel Permo-Mesozoico (BERNOULLI 1964; BOSELLINI 1965), spinti anche dalle nuove possibilità di interpretazione dei paleoambienti data dallo sviluppo della sedimentologia. In particolare si rivelava di notevole importanza il riconoscimento dell'interazione tra tettonica e fenomeni superficiali, come franamenti in massa e filoni sedimentari (CASTELLARIN 1965, 1966), o come lo sviluppo di lobi torbidity (BOSELLINI, 1967). È partendo da questi presupposti che Castellarin pubblica nel 1972 un lavoro che, oltre a presentare nuovi dati stratigrafici di

grande dettaglio per l'area della Tavola, propone un *excursus* storico del problema della Linea di Ballino e delle differenti interpretazioni che gli autori precedenti avevano fornito sull'accostamento di facies così differenti ai due lembi. Questo lavoro si pone come sintesi di circa un secolo di studi sul settore, ma soprattutto come fondamento sia per la metodologia di tettonica sinsedimentaria, sia per la geologia regionale, fornendo vincoli anche per la ricostruzione dell'evoluzione strutturale alpina.

Successivi studi dell'Autore sono stati dedicati ai depositi clastici cretacei, affioranti in Val Croina ed inquadrati paleogeograficamente nell'ambito dei coevi bacini torbidi (CASTELLARIN 1977). Una sintesi dell'assetto strutturale dell'area nel quadro tettonico delle Alpi Meridionali è successivamente fornita dallo stesso autore (CASTELLARIN, 1981). L'attività di ricerca geologica negli ultimi venti anni si è concentrata in quest'area sempre sull'evoluzione strutturale e sul condizionamento delle paleostrutture sull'evoluzione alpina (CASTELLARIN *et al.*, 1988; 1992, CASTELLARIN e PICOTTI, 1990).

Anche i depositi continentali plio-pleistocenici non sono stati oggetto di particolari attenzioni dopo il lavoro dei primi anni del secolo scorso, sintetizzato da PENCK e BRUECKNER (1909). Fa eccezione un lavoro di CADROBBI (1943c) sui depositi prevalentemente conglomeratici del settore attorno al Lago di Ledro.

## 2.2. - CARTOGRAFIA PRECEDENTE

Con l'avvio del Programma CARG di cartografia geologica nazionale alla scala 1:50.000, il Servizio Geologico della Provincia Autonoma di Trento, in collaborazione con il Servizio Geologico d'Italia, ha provveduto ad impostare un rilievo del territorio *ex novo* alla scala 1:10.000, per la realizzazione di una carta geologica dettagliata. Questi rilievi hanno fornito un quadro che conferma sostanzialmente il lavoro degli Autori passati, anche se per alcuni settori, come per esempio il Monte Cogorna e la Val Marcia, sono state apportate rilevanti modifiche.

La Tavola Roncone ricade all'interno del Foglio geologico a scala 1:100.000 n. 35 "Riva del Garda" pubblicato nel 1948 (Carta geologica delle Tre Venezie, Foglio 35 "Riva del Garda"; rilevatori M. Cadrobbi e A. Pasa per il settore in esame - Minist. Lav. Pubbl., Sez. Geol. Uff. Idrogr. Magistr. Acque, diretta da G. Dal Piaz, 1948). Questo lavoro si rifà ad alcune carte presenti in pubblicazioni precedenti (SCHWINNER, 1918; CADROBBI 1943a e 1943b). In passato, parte del settore era stato per primo cartografato dal LEPSIUS (1878) e da SCHWINNER nel 1917. Successivamente al 1948 non sono stati più pubblicati contributi cartografici, se si escludono schemi tettonici e paleogeografici di CASTELLARIN (1972) e tesi di laurea, tra cui quelle recentemente svolte presso l'Università di Bologna (CASOLARI, 1994; PIFFER, 1996).

### 3. - STRATIGRAFIA DELLE UNITÀ PRE-QUATERNARIE

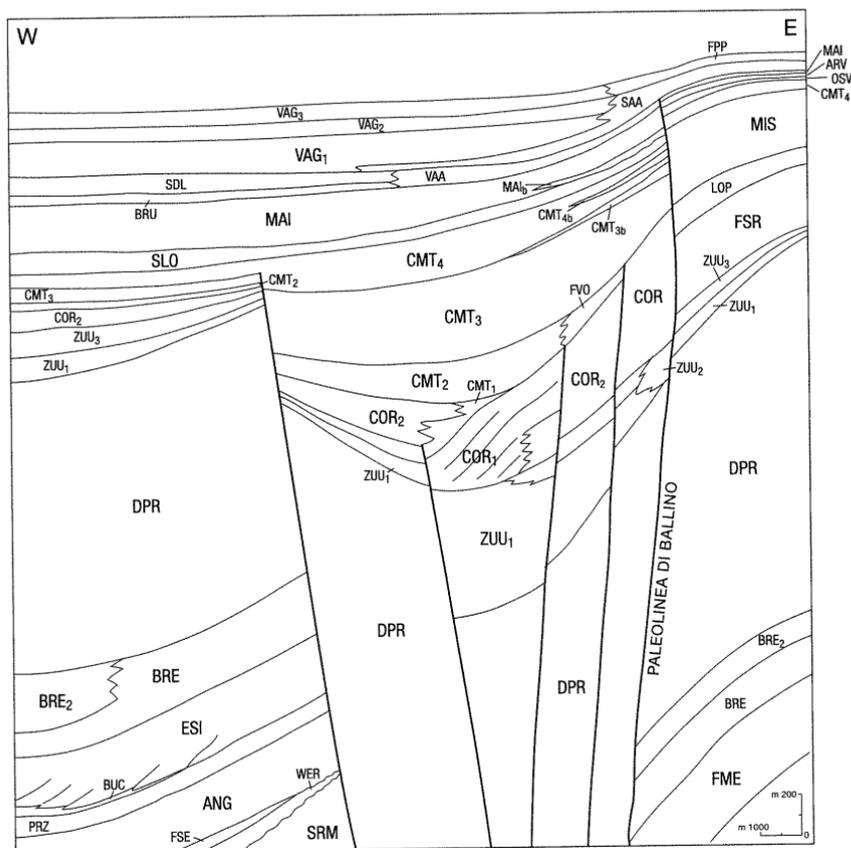
Le novità introdotte da questo rilevamento rispetto alla cartografia esistente sono notevoli: infatti il criterio cronostratigrafico della legenda del Foglio 35 del 1948, non è più utilizzato da molto tempo ed il Servizio Geologico Nazionale prevede da tempo l'uso del criterio litostratigrafico. Tuttavia, anche rispetto alle conoscenze acquisite recentemente, l'analisi stratigrafica svolta durante il rilievo di questa Tavola ha prodotto alcune novità. La prima riguarda il riconoscimento del ciclo sedimentario Ladinico superiore e Carnico, segnatamente alla Formazione di Breno, segnalato finora parzialmente solo da CASTELLARIN e SARTORI (1982). Anche il Trias superiore presenta novità di rilievo: infatti fino ad ora non era mai stata segnalata la presenza di un sistema piattaforma-scarpata-bacino di età Retico superiore-Hettangiano, anche a causa della forte dolomitizzazione che rende l'analisi delle facies di difficile attuazione. Il Cretaceo superiore vede il debutto per l'area delle Giudicarie di due formazioni tipiche del Bacino Lombardo (Marna di Bruntino, Sass de la Luna), mentre la parte alta del "Flysch Insubrico" degli autori (CASTELLARIN, 1977) viene ringiovanita per la presenza documentata dell'Eocene inferiore e medio. Il riconoscimento di tali piani in litologie torbiditiche terrigene riconcilia le posizioni di CASTELLARIN (1972, 1977) con gli autori precedenti che avevano attribuito erroneamente tutto l'intervallo in questione all'Eocene.

I depositi continentali sono stato oggetto di scarsa attenzione nel passato: per questo le osservazioni condotte su essi presentano numerosi spunti di novità, come la presenza di un corpo conglomeratico molto eroso a costituire la cima dei Cogolotti sulla dorsale a settentrione di Cima Cogorna. Anche nei confronti di questi depositi si è cercato di utilizzare un criterio che associasse all'interpretazione genetica anche alcune informazioni litologiche, per meglio comprendere la loro stratigrafia e la geografia al momento della loro deposizione.

#### 3.1. - FORMAZIONI ROCCIOSE MARINE

L'area studiata si trova nel settore più orientale del dominio lombardo, in una posizione di margine che ne controlla costantemente l'evoluzione sedimentaria permo-mesozoica. Sia durante il Trias inferiore e medio che in seguito, le successioni presentano maggiori analogie con quelle lombarde che con quelle dolomitiche, anche se con aspetti locali differenti a causa della presenza verso Est di aree

meno subsidenti. A partire dal Triassico superiore l'area in esame si individua come cerniera tra due domini a subsidenza differenziale a causa dell'individuazione del fascio di strutture della Paleolinea Ballino-Garda che verrà a separare il Bacino Lombardo dall'area veneta (CASTELLARIN, 1972), eredità che verrà conservata per tutta la successiva evoluzione Cretaceo-Terziaria. Tale linea separa l'area veneta ad Est, dove continuarono condizioni di piattaforma carbonatica per tutta la durata del Norico-Retico e Lias, da quella lombarda ad ovest dove la tettonica distensiva portò all'individuazione di numerosi bacini intra-piattaforma. Nella Tavola Roncone è quindi presente anche una porzione marginale di formazioni di piattaforma di età Liassica affiorante ad Est della Linea Ballino-Garda.



Formazioni che non compaiono in carta: LOP: Calcarea oolitico di Loppio; FSR: Calcarea del Sarca; ZUU<sub>2</sub>: Calcarea di Zu - Membro di Tremalzo; FME: Formazione della Mendola; SRM: Scisti di Rendena

Fig.1 - Schema delle relazioni stratigrafiche nel Triassico - Eocene della Tavola Roncone. Per le sigle vedi Carta Geologica.

Nell'impostazione della legenda si è voluta superare una possibile impostazione che mantenesse suddivisi i domini paleogeografici, per cui non si è ritenuto opportuno suddividere l'area a facies "venete" da quella "lombarda" caratterizzandole con due colonne stratigrafiche diverse. Questo criterio, utilizzato in aree contigue (Gruppo di Brenta) sin da TREVISAN (1939) e poi ampiamente ripreso anche per fogli a scala 1:50.000 dell'Appennino settentrionale (ad es. il 301, "Fabriano" e il 291 "Pergola"), pur essendo utile ad evidenziare le differenze tra i differenti blocchi paleogeografici, non risulta coerente, in quanto obbliga a costruire una legenda in cui il criterio litostratigrafico non è strettamente seguito, rendendo difficile il riconoscimento di periodi in cui l'evoluzione sedimentaria è sostanzialmente simile nei due domini. In particolare si può vedere dallo schema delle relazioni stratigrafiche (Fig. 1) che il passaggio piattaforma - bacino, pur sempre controllato dalla tettonica di rift, è retrogradato di alcuni chilometri dal Retico al Lias fino ad attestarsi sulla Paleolinea Ballino-Garda, che ha costituito anche in seguito al rift una soglia batimetrica (e dunque di facies) assai pronunciata. In queste condizioni risultava impossibile scegliere un singolo lineamento che potesse distinguere domini paleogeografici così articolati. Inoltre la giustapposizione delle differenti facies coeve avviene per lo più attraverso faglie alpine, costituite dall'inversione delle precedenti faglie distensive, col risultato di rendere scorretta ed arbitraria la scelta di un lineamento neogenico per separare domini mesozoici.

Date le difficoltà ad organizzare una legenda in aree a stratigrafia così variabile lateralmente, si è giunti alla proposta di legenda attualmente in uso, che specifica nel caso di distinte ma coeve formazioni l'attribuzione paleogeografica ed il ciclo sedimentario di appartenenza.

Nella presentazione della stratigrafia si è cercato di mantenere, per quanto possibile, una scaletta organizzata in cinque paragrafi, contenenti nell'ordine:

informazioni sugli autori che hanno proposto la formazione, significato da essi attribuito ed areale di affioramento nella Tavola;

caratteristiche litologiche;

geometria, cioè spessori e rapporti vertico-laterali;

eventuale contenuto fossilifero;

paleogeografia e paleoambiente di formazione, con eventuali analogie con altre formazioni del Sudalpino.

### 3.1.1. - FORMAZIONE DI WERFEN (WER)

*(Induano - Olenekiano)*

Si tratta di siltiti ed arenarie policrome presenti in un unico piccolo affioramento all'estremità nordoccidentale della tavola, in un settore ove la formazione presenta spessori notevolmente ridotti (fino a pochi metri). Non sono quindi possibili eventuali suddivisioni in membri, né è possibile correlare la litologia presente ad uno dei membri noti in letteratura. Lo spessore affiorante è di poche

decine di centimetri, la base potrebbe essere discordante sul basamento cristallino, affiorante poco ad Ovest (nella Tavola accanto), il tetto non è osservabile in affioramento, ma data la vicinanza con il Calcare di Angolo, si ritiene possa essere dato da quest'ultima formazione, con possibile contatto discordante.

### **3.1.2. - FORMAZIONE DEL SERLA (FSE)**

*(Olenekiano superiore - Anisico inferiore)*

Affiora in modo limitato ad Ovest di Roncone, ove è visibile lungo scassi stradali o nel letto del T. Adanà. Questa unità, formalizzata da PIA (1930), è stata recentemente ridefinita nel Foglio 031 "Ampezzo", della Carta Geologica d'Italia a scala 1:50.000, in modo da includere differenti litofacies di piana tidale, comprese quelle di laguna evaporitica.

La Formazione consiste di dolomie e calcari dolomitici bituminosi alternate a marne e dolomie marnose scure ricche di sostanza organica in strati medi (10-30 cm). Localmente si osservano intervalli fino a 30 m di dolomie vacuolari variamente alternate o passanti lateralmente a dolomie e calcari dolomitici a stratificazione indistinta. Le dolomie vacuolari, dette anche "a cellette" sono costituite da breccie a clasti centimetrici spigolosi, tra i quali si possono ancora riconoscere elementi dolomitico-marnosi neri. La genesi dei vacuoli è dovuta alla dissoluzione, in vari momenti della diagenesi dei clasti più erodibili, marnosi o forse gessosi.

Lo spessore dell'unità varia da 0 al lembo estremo nordoccidentale della Tavola, fino a circa 70 m poco a monte di Roncone. In questi affioramenti non è visibile la base della Formazione, mentre il passaggio al sovrastante Calcare di Angolo, visibile solo localmente, è netto, dato dalla sovrapposizione di calcari subtidali sui calcari dolomitici ed argilliti.

Dal punto di vista paleontologico l'unità è molto povera, con rarissimi gusci di ostracodi nelle dolomie scure.

La presenza di alternanze silicoclastiche fini e carbonatiche con influssi evaporitici permettono di ipotizzare un ambiente di formazione di piana tidale influenzata da apporti terrigeni in condizioni climatiche di marcate oscillazioni tra clima arido e più umido.

Data la debolezza meccanica e la sua disposizione a franapoggio inclinata circa come il versante, l'unità costituisce il livello di scivolamento della frana di oltre 1 km<sup>2</sup> di superficie, a grandi blocchi di Calcare di Angolo, presente a monte del paese di Roncone.

### **3.1.3. - CALCARE DI ANGOLO (ANG)**

*(Anisico medio)*

Affiora in modo discontinuo nei dintorni di Roncone, in Valle Giudicarie, con le facies tipiche dell'unità descritta in Val Camonica da ASSERETO e CASATI (1965).

Nella prima metà della successione (membro inferiore dei succitati autori), prevalgono calcari chiari e grigio-scuri, localmente dolomitici, in strati spessi (30-100 cm) con rare intercalazioni calcarenitiche a crinoidi. Diffuse laminazioni stromatolitiche e bioturbazione (tipo *Ophiomorpha*). L'intervallo sommitale (membro superiore) è costituito da calcari micritici scuri ben stratificati in strati medi, raramente sottili, con frequenti intercalazioni calcarenitiche intraclastico-oolitiche. Con frequenza sempre maggiore verso l'alto, sono intercalati sottili strati calcisiltitici. CASTELLARIN e SARTORI (1982) segnalano che, poco a S della Tavola in esame (Cologna), sono presenti a tetto dell'unità intercalazioni arenaceo siltose a *ripple-marks*. Non è stato osservato il tipico banco a brachiopodi descritto da BITTNER (1881, 1883) come "livello del ponte di Cimego".

Lo spessore si aggira intorno ai 250-300 m. Il limite inferiore è netto, così come quello superiore con il Calcare di Prezzo, dato dalla comparsa di abbondanti calcisiltiti giallastre e calcari nerastrati in strati piano-paralleli.

Non sono stati ritrovati, durante i lavori relativi alla realizzazione di questa carta geologica, fossili significativi per un'attribuzione biostratigrafica. Tuttavia, l'attribuzione dell'intervallo sommitale alla parte alta del Pelsonico è nota sin da BITTNER (1883), che in questo intervallo cita un ritrovamento di *Ceratites fuchsi* (Mojs.) nei pressi del Monte Gaiola sopra Roncone.

L'ambiente sedimentario nell'intervallo inferiore può essere descritto come un ampio settore prevalentemente subtidale, successivamente approfonditosi in una laguna meno ossigenata, capace di ricevere rari sedimenti terrigeni (Conglomerato di Voltago, presente nella Tavola Fondo, circa 80 km a Nordest), ma soprattutto risedimenti oolitici provenienti dai margini di coevi banchi di mare basso, quale ad esempio quello descritto poche decine di chilometri più a Sud come Calcare del Dosso dei Morti (GAETANI, 1986).

### 3.1.4. - CALCARE DI PREZZO (PRZ)

(*Anisico superiore*)

Affiora in piccoli tratti lungo scassi stradali a Nord di Roncone. Le peculiarità di questa unità sono state descritte da diversi autori, fra cui si ricorda BITTNER (1881, 1883) e PIA (1930). La formalizzazione spetta a ROSENBERG (1962), mentre ASSERETO e CASATI (1965) ne sanciscono definitivamente l'uso.

Si tratta di calcari micritici scuri fino a neri in strati sottili (3-10 cm) e medi, piano-paralleli, passanti verso l'alto a calcari micritici nodulari a radiolari, a volte selciferi, con impronte di ammonoidi. Molto frequenti i calcari siltosi giallo-ocraei talora selciosi ricchi in mica chiara. L'intera formazione presenta sottili intercalazioni di marne e marne siltose nerastrare o giallognole, mentre non sono state osservate in questa Tavola le sottili intercalazioni di argille bentonitiche biancastre visibili a Nord presso Tione. A circa 10 m dalla base è stata osservata una sottile intercalazione oolitica, non molto dissimile da quelle segnalate

nel sottostante Calcarea di Angolo.

Gli spessori variano intorno ai 150 m con tendenza alla diminuzione verso Nord. Il limite inferiore con il Calcarea di Angolo, netto, osservabile raramente, è stato posto alla comparsa di calcari scuri molto nodulari seguiti da calcisiltiti giallastre e da calcari lastriformi nerastri arricchiti in silice. Il limite superiore con la Formazione di Buchenstein, graduale in circa un metro, è posto alla scomparsa delle siltiti e delle facies nodulari.

L'attribuzione biostratigrafica all'Illirico è basata sull'abbondante contenuto di ammoniti (BITTNER, 1883, ASSERETO e CASATI, 1965; BRACK e RIEBER, 1993). Al M. Gaiola, BITTNER (1883) cita il ritrovamento di *Balatonites euryomphalus* (MOJS.).

L'ambiente di deposizione di questa unità, nettamente trasgressiva sulla precedente, è quella di un ampio bacino in graduale approfondimento, aperto alla circolazione pelagica normale, come testimoniano radiolari, Daonelle ed ammonoidi, con continui apporti, seppure limitati come quantità, dalla terra emersa. Quest'ultima, individuabile a Nord del settore in esame, riforniva di sedimenti l'ampio areale ove è sviluppato il coevo Conglomerato di Richtofen. Il Calcarea di Prezzo presenta notevoli analogie con la coeva Formazione dell'Ambata delle Dolomiti orientali.

### 3.1.5. - FORMAZIONE DI BUCHENSTEIN (BUC)

(*Anisico superiore - Ladinico inferiore*)

UNITÀ DI BACINO DEL CICLO ANISICO SUP. - LADINICO

Presente in buoni affioramenti presso il campo da calcio di Roncone, questa unità di precoce istituzione (VON RICHTOFEN, 1860), viene intesa in queste note con l'accezione di formazione per poter meglio descrivere le varie litologie presenti (soprattutto le tufiti, cosiddetta "Pietra Verde", cf. VIEL, 1979), al posto di "Calcarea di Buchenstein" o "Strati di Buchenstein". Questa nomenclatura è in sinonimia con Calcarea o Formazione di Livinalongo, a causa del fatto che i due nomi sono riferiti alla stessa località.

Nella parte basale, l'unità consiste di circa 4 metri di calcari micritici selciosi scuri ben stratificati (da sottili a medi) con giunti ondulati e netti, intercalati a tre livelli tufitici di spessore 10-30 cm ("Pietra Verde"), costituiti da tufi di cristalli (feldspati abbondanti) in matrice argillitica. Seguono 4 m circa di strati medi e paralleli di calcitorbiditi intraclastiche laminate, a loro volta ricoperte da 3 m circa di breccie dolomitiche in strati spessi e non paralleli, a matrice micritica con clasti carbonatici di piattaforma (Formazione di Esino). La parte sommitale della successione contiene calcitorbiditi a Crinoidi e Brachiopodi a cui seguono strati discontinui e non paralleli di breccie ad elementi carbonatici di piattaforma, che rappresentano la transizione verso il Calcarea di Esino. L'intervallo basale è stato segnalato da BITTNER (1883) e descritto in dettaglio da BRACK e RIEBER (1986), che hanno correlato i livelli tufitici con una successio-

ne (Td - Te) riscontrabile alla base dell'unità in tutta la regione.

Lo spessore è di 55 m circa (al campo sportivo di Roncone) in diminuzione verso N (Monte Gaiola). Il limite inferiore, già descritto è graduale ma rapido, quello superiore è graduale, in alcuni metri, e marcato dalla scomparsa verso l'alto della litofacies brecciata.

Il contenuto fossilifero varia da lamellibranchi a guscio sottile e radiolari, poco frequenti negli strati micritici, ai già citati crinoidi e brachiopodi in depositi risedimentati. BRACK e RIEBER (1986) in questa sezione segnalano oltre a *Ceratitidae* gen. indet. e *Flexoptychites* sp., anche *Chieseiceras chiesense*, 2 m sopra le tufiti. Quest'ultima forma, secondo i succitati autori (vedi anche discussione in BRACK e RIEBER, 1993) ha una distribuzione stratigrafica molto limitata che approssima il limite Anisico-Ladinico.

L'ambiente di sedimentazione è un settore marginale e poco profondo dell'ampio bacino che occupava vaste aree dell'attuale Sudalpino, interrotto da piattaforme carbonatiche, la cui progradazione portò il settore in esame ad una rapida colmatazione.

### 3.1.6. - FORMAZIONE DI ESINO (ESI)

(Ladinico)

UNITÀ DI PIATTAFORMA DEL CICLO ANISICO SUP. - LADINICO

Affiora nei pressi del fondovalle delle Giudicarie, lungo la statale e nelle pendici destra e sinistra del T. Arnò. Come ricordato da ASSERETO e CASATI nella loro monografia del 1965, l'unità è stata formalizzata come "Calcere di Esino" da VON HAUER (1858), generalizzando le osservazioni effettuate in precedenza da diversi autori, e da allora molto utilizzata nella cartografia. Data l'abbondanza di litofacies dolomitiche, soprattutto nell'area in esame, GAETANI (1986) ha proposto la nomenclatura "Formazione di Esino" che qui adottiamo.

La successione è costituita da dolomie a stratificazione indistinta o in strati molto spessi (100-1000 cm) in cui non è possibile riconoscere alcuna struttura sedimentaria: si tratta di carbonati che hanno subito una dolomitizzazione pervasiva e generalizzata che ha obliterato completamente le strutture e le tessiture primarie. Poichè la maggior parte dei clasti contenute nelle breccie a supporto di matrice che si depositavano nell'adiacente bacino della formazione di Buchenstein sono dolomitizzati da una trama fine di cristalli, se ne può dedurre il fatto che almeno una prima dolomitizzazione in questa unità sia stato un evento precoce. Nell'intervallo sommitale si riconosce un aumento della dimensione cristallina, e la roccia diventa quasi "zuccherina". La superficie sommitale è ben visibile lungo la Strada Statale n. 237, al km 78,800. Essa si presenta molto irregolare e solcata da numerose depressioni, alcune delle quali evolvono in estese cavità anche metriche caratterizzate da speleotemi decimetrici, formati da lamine di silt dolomitico vadoso di colore da grigio ad ocra (paleokarst).

Lo spessore varia dai 200 m a Sud fino ai 300 m a Nord (Monte Gaiola). L'unità in questione si trova sovrapposta alla parte alta della Formazione di Prezzo a Nord della Tavola Roncone, nei pressi di Tione, mentre nell'area in esame il contatto con la sottostante Formazione di Buchenstein si realizza tramite una successione di breccie, già descritte. L'età della base della Formazione di Esino risulta quindi variare dall'Anisico superiore ove essa si appoggia sul Calcare di Prezzo, al Ladinico Inferiore verso Sud, a causa dell'eteropia con la Formazione di Buchenstein. L'età del tetto, marcato da una emersione pronunciata potrebbe essere sufficientemente coeva nel settore, e correlabile con l'importante abbassamento del livello marino del Ladinico superiore (PICOTTI, 1992; cf. BRACK e RIEBER, 1993).

La Formazione di Esino rappresenta, nell'area in esame, il margine di un'ampia piattaforma tidale che si sviluppava più a Nord-Est, chiamata in letteratura in vari modi, da Dolomia della Mendola a Dolomia della Val d'Adige. Le facies basali sono quindi da considerarsi di base pendio, mentre il settore in studio non è mai stato coperto da facies francamente tidali, rimanendo in condizioni di margine. L'unità in questione rappresenta l'omologa della Dolomia dello Sciliar delle Dolomiti. Quest'ultima nomenclatura verrà utilizzata anche per le prossime carte geologiche alla scala 1:50.000.

### 3.1.7. - FORMAZIONE DI BRENO (BRE)

*(Ladinico superiore - ?Carnico superiore)*

Presente con affioramenti discontinui ad Est di Roncone sul versante sinistro del T. Adanà, questa unità è stata formalmente proposta da ASSERETO e CASATI (1965). Con questo nome formazionale si intende comprendere le facies carbonatiche francamente tidali, definite dai suddetti Autori come Membro dell'Annunciata e presente alla base della Formazione nell'area tipo (Val Camonica). La parte superiore della formazione (Lingua di Campolungo, successivamente chiamata membro di Campolungo da GAETANI nel 1986), viene anche in questo lavoro considerata al rango di Membro.

Alla base (prima decina di metri), in trasgressione sulla Formazione di Esino, sono raramente affioranti (a Sud del Lago di Roncone) calcari grigio-scuri ben stratificati in strati medi, localmente a sciami stilolitici rossastri, con facies simili al Calcare Metallifero Bergamasco (ASSERETO e CASATI 1965), intercalati ad arenarie fini e siltiti scure, con caratteri simili alla coeva Formazione di Wengen. Tale intervallo non è stato distinto dal resto dell'unità dato il suo esiguo spessore e gli scarsi affioramenti. Seguono dolomie e calcari dolomitici grigio-chiaro peritidali con tipiche strutture stromatolitiche, ben rappresentate tra 30 e 70 m dalla base. Nell'intervallo inferiore di tale formazione sono presenti intercalazioni decimetrico-metriche di areniti e peliti vulcanoclastiche rosse (litofacies tipica della Arenaria di Val Sabbia) e argilliti verdi-turchese con notevole percentuale vulcanica (Fig. 2). Queste litofacies vulcano-derivate sono state in passato



Fig. 2 - Intercalazioni di peliti violette di origine vulcanoclastica all'interno delle dolomie di piana tidale nell'intervallo inferiore della formazione di Breno, in strati subverticali ad Est di Roncone.

riconosciute nella Bergamasca in posizione stratigrafica analoga da ASSERETO et al., (1977). Nel settore ad Ovest di Roncone, questo intervallo è stato descritto da CASTELLARIN *et al.*, (1982) come Formazione di M. Benna, proposta nomenclaturale non più ripresa da alcun autore.

La parte superiore dell'unità è costituita da calcari dolomitici e dolomie (dolomicriti) peritidali sempre più fenestrati verso l'alto ove contengono livelli di microbreccie tempestiche (*floatstone*), piccoli *tepees* e *sheet-crack*.

Spessori variabili da 350 m circa a meno di 130 verso Sud (zona del Rio Marade), soprattutto a causa delle eteropie con il Membro di Campolungo. Il limite inferiore è dato dalla netta sovrapposizione dei calcari ben stratificati sulle dolomie della Formazione di Esino, separati dalla superficie erosiva precedentemente descritta. Il limite superiore con la Dolomia Principale, ove visibile, è marcato da una superficie di inconformità, a volte associata a livelli di breccie. Il limite superiore con il Membro di Campolungo è dato dalla comparsa di selce diffusa o in piccoli noduli a volte spigolosi, dalla scomparsa delle stromatoliti e strutture associate. L'attribuzione stratigrafica è possibile solo per inquadramento, data la pressochè totale assenza di fossili. Tuttavia, nel Gruppo di Brenta (Foglio "Tione di Trento") ove la Formazione ricopre la Dolomia dello Sciliar, RINALDO e JADOUL (1994) hanno documentato in questa unità la parte sommitale della zona a *Diplopora annulata* del Ladinico e la zona a *Clipeina besici* del Carnico.

L'ambiente di sedimentazione di questa unità è descrivibile come un ampio settore di piana tidale, che tendeva verso Sud a passare alla ampia piana alluvionale dominata da sedimenti vulcanoclastici, di cui sono testimonianza le esigue intercalazioni presenti alla base della formazione. Non è chiaro se parte di questi sedimenti fini possa essere di origine cineritica.

### 3.1.7.1. - Membro di Campolungo (BRE<sub>2</sub>)

(*Carnico inferiore* - ?*Carnico superiore*)

Presente in limitati affioramenti lungo la strada Lodrone - Malga Maima, al margine occidentale della Tavola, questa unità è stata formalizzata, anche se con rango minore (Lingua), da ASSERETO e CASATI (1965). Successivamente viene riproposta come Membro da GAETANI (1986), rango a cui questo lavoro si uniforma. Tuttavia l'ampia diffusione di questa unità, presente anche nel Gruppo di Brenta (Foglio "Tione di Trento"), potrebbe rendere in futuro opportuno un passaggio al rango di formazione. In questo modo, diversamente dalle facies tidali della formazione di Breno potrebbe essere a buon diritto inserita nel Gruppo di Raibl (*sensu* ASSERETO e CASATI, 1965), qualunque nome quest'ultimo verrà a ricevere. L'importanza di avere un Gruppo per le tante unità note come "Strati di Raibl" o con altri nomi, è stata discussa da questi ultimi autori, secondo i quali, il termine "Raibl" è stato introdotto da VON HAUER (1857) per indicare le successioni calcareo-marnose comprese fra due gruppi dolomitici

(Schlern Dolomit e Hauptdolomit). Con questo senso si potrebbe ancora oggi includere formazioni di carbonati e marne variamente interstratificate comprese tra unità di piattaforma di aspetto più massiccio. Da ricordare come la parte sommitale di questa unità nell'area tipo sia eteropica con la sovrastante Formazione di San Giovanni Bianco (ASSERETO e CASATI, 1965). Infine, questa unità corrisponde a parte della Formazione di M. Benna di CASTELLARIN *et al.*, 1982, così come già evidenziato da GAETANI nel 1986: quest'ultima unità dunque è destinata a non avere utilizzo cartografico.

Nell'area in esame l'unità è rappresentata da dolomie grigie spesso selciose ben stratificate in strati sottili e medi con interstrati marnosi e rari strati spessi di dolomie grigio chiare prive di strutture; sono frequenti gli episodi di bioturbazione di tipo *Ophiomorpha* e sono localmente osservabili livelli probabilmente tempestici di microbreccie a clasti carbonatici e selciosi scuri (*floatstone*).

Lo spessore, ricostruito da profili geologici, varia dai 240 m presso il Rio Marach a 0 in circa 2 km verso Nord. Il limite inferiore è graduale, dato dalla scomparsa delle *fenestrate* nelle dolomie e dall'intercalazione sempre più frequente di marne ocracee. Non è osservabile il passaggio con la sovrastante unità della Dolomia Principale. È possibile tuttavia che quest'ultimo sia inconforme, così come osservato nella Formazione di Breno. L'assenza della formazione di S. Giovanni Bianco nell'area in esame potrebbe fare ipotizzare che il Membro di Campolungo possa essere mancante dell'intervallo sommitale descritto nell'area tipo, eteropico con la precedente. In questo caso si potrebbe spiegare la locale assenza di facies evaporitiche quali le dolomie vacuolari.

Sia da un punto di vista macro che micropaleontologico, l'unità non ha fornito informazioni risultando sterile. L'ambiente di formazione è quello di una piana tidale caratterizzata da variazioni di salinità notevoli indotte da periodi più umidi, ove prevale l'apporto terrigeno e periodi più aridi con formazione di carbonati. La diffusa presenza di silice potrebbe essere legata all'instaurarsi di processi pedogenetici a spese dei depositi terrigeni fini, con lisciviazione e precipitazione della silice nei carbonati circostanti (silcrete).

L'unità, eteropica *pro parte* con la Formazione di Breno, presenta alcune analogie con la Formazione di Duerrenstein delle Dolomiti orientali.

### 3.1.8. - DOLOMIA PRINCIPALE (DPR) (?Carnico superiore - Norico)

Ben rappresentata nella Valle Giudicarie, di cui costituisce l'ossatura della parte medio-bassa del versante orientale, è presente anche nei settori meridionali della Tavola, nel settore mediano della Val Concei. Questa unità, formalizzata da VON GUEMBEL nel 1857, è stata ben presto adottata in tutto il settore alpino ed è presente in tutte le produzioni cartografiche dell'ultimo secolo.

La parte inferiore si presenta ben stratificata (strati medio-spessi) ed appare

costituita da una monotona successione di cicli peritidali metrici. In questi si distingue una porzione basale subtidale a contatto netto, spesso erosivo col ciclo sottostante, costituito da dolomie grigie microcristalline, localmente scure e prive di strutture, raramente a Megalodonti e Gasteropodi, cui si sovrappone un intervallo laminitico più chiaro, con stromatoliti e *fenestrae*. Frequentemente si osservano strati di tempesta a bioclasti e peloidi. Nella parte terminale del ciclo i livelli laminati sono interessati da processi di disseccamento (*sheet crack*) che smembra il sedimento sottostante formando intraclasti, spesso rimaneggiati da correnti di tempesta, a formare brecciole a clasti piatti. La porzione superiore di questa formazione è rappresentata da dolomicriti grigie in strati da spessi a molto spessi raramente fossilifere, tra di loro sovrapposte ciclicamente, con rara interposizione di laminiti intertidali. Sono talora riconoscibili livelli a *tepee*, accumuli di pisoidi di origine vadosa e cementazione legata a processi di alterazione vadosa. Gli ultimi 80-100 m circa sono tipicamente costituiti da strati medi e spessi costituiti da dolomie stromatolitiche a laminazione molto marcata.

Gli spessori si possono stimare intorno ai 1500 m nella Val Giudicarie. Il limite inferiore è netto sulla formazione di Breno, ove è localmente marcato da livelli di breccie o da paleokarst, ed è evidenziato da un brusco aumento della potenza media degli strati e da un cambiamento nello stile della dolomitizzazione, caratterizzato da una taglia più fine dei cristalli dolomitici e da un colore più grigio rispetto alle sottostanti formazioni. Quando sovrapposta al Membro di Campolungo, il limite si presenta netto, legato alla brusca scomparsa di interstrati marnosi e di silicizzazione e dall'aumento dello spessore degli strati. Il limite superiore, altrettanto netto e a volte marcato da una superficie arricchita in croste metalliche, è dato dalla comparsa di litotipi argillitici e calcarei del sovrastante Calcare di Zu.

Il contenuto fossilifero è mediamente abbondante e dato soprattutto da Molluschi (Megalodontidi e Gasteropodi). Raramente si possono individuare fantasmi di talli di Dasycladacee. Circa 500 m a Sudest di Prà di Bondo, presso un dosso a q. 950 m, si segnala la presenza di un livello tempestifico, a metà circa della formazione, costituito dall'abbondante presenza di *Worthenia* sp.

L'unità si è deposta su una piattaforma tidale, estesa a gran parte del settore alpino, durante un periodo di forte produttività carbonatica, capace di tenere il passo con la subsidenza mediante aggradazione di successioni anche ragguardevoli.

### 3.1.9. - CALCARE DI ZU (ZUU) (*Norico superiore - Retico*)

Unità istituita da GNACCOLINI (1965a) per descrivere la successione denominata storicamente "Retico in facies carpatica" (v. tra gli altri TREVISAN, 1939), è stata successivamente riconosciuta in tutto il Bacino Lombardo, e distinta in quattro membri in Lombardia centrale da JADOUŁ *et al.* (1994), ove presenta il

massimo sviluppo e ricopre la formazione dell'Argillite di Riva di Soltò. Nell'area in esame, al limite orientale del Bacino Lombardo, la Formazione di Zu presenta un diverso sviluppo, venendosi a sovrapporre direttamente alla Dolomia Principale, ed essendo chiaramente suddivisibile in due membri (MASETTI *et al.*, 1985) espressione di due differenti ambienti sedimentari, che tuttavia mantengono in comune quelle peculiarità che sono alla base della loro individuazione, comprese come sono tra due grandi unità di ambiente tidale: la presenza di argilliti e marne che impartisce alla Formazione una notevole stratificazione parallela, e la tipica organizzazione *thickening upward* degli strati a scala metrica.

### 3.1.9.1. - Membro del Grostè (ZUU<sub>1</sub>) (*Norico superiore - Retico*)

Questa unità è molto ben rappresentata nella Tavola, con cospicui affioramenti soprattutto nella dorsale montuosa presso Rocca Magnone, nella Val dei Molini (a Sud del Monte Vies) e lungo tutto il versante orientale della Val Giudicarie, presso Malga Maima. L'unità in questione viene proposta nell'ambito dei lavori di rilievo dei Fogli 080 "Riva del Garda", 059 "Tione di Trento" e 036 "Malè" e riferita come stratotipo alla Pietra Grande presso il Passo del Grostè nel Gruppo di Brenta, descritta da MASETTI *et al.*, (1985) come "Membro inferiore" del Retico *Auctorum*.

È costituito alla base (primi 2-5 m) da strati spessi di argilliti marnose nerastre con rare intercalazioni di calcari micritici grigi in strati sottili, poi da un potente intervallo consistente in alternanze di calcari micritici e marne argillitiche in strati da sottili a medi, organizzati in parasequenze metriche con aumento di spessore degli strati calcarei a scapito delle marne (Fig. 3). Frequenti sono le calcareniti a supporto di matrice, ricche in bioclasti. Nelle successioni più subsidenti, ove l'unità in questione occupa tutto l'intervallo formazionale ed è eteropica al Membro di Tremalzo, la parte superiore dell'unità è costituita da parasequenze decametriche con maggiore percentuale di carbonati, frequenti calcareniti oolitiche, a volte (Bocca di Trat) con laminazione incrociata, e rari cespi di coralli variamente rimaneggiati.

Questa unità presenta uno spessore variabile da un minimo di 50 m nel versante Est della Val Concei ad un massimo di circa 550-600 m nell'area ad Est del M. Pichea. Il limite inferiore, netto, con la Dolomia Principale è già stato descritto, quello superiore con il Membro di Tremalzo è posto alla comparsa delle prime laminitè stromatolitiche di piana tidale. Localmente, il Membro di Grostè passa superiormente al Membro del Pichea della Formazione della Corna, con limite netto posto alla comparsa di potenti dolomie brecciate.

Molto ricche sono le faune provenienti da questa unità. Si possono riconoscere abbondanti molluschi pelecipodi, gasteropodi e brachiopodi, tra i quali

*Rhaetina gregaria* (SUESS) e infine rari Chetetidi. Tra i coralli si segnala *Thecosmilia* sp.. Nelle calcareniti oolitiche dell'intervallo sommitale sono presenti al nucleo foraminiferi Textularidi e Miliolidi, e dubitativamente *Aulotortus* sp.. Anche sulla base di queste forme, ma soprattutto per quelle già descritte in letteratura, confermate da recenti attribuzioni palinologiche di JADOUL *et al.* (1994), l'unità viene attribuita al Triassico superiore, possibilmente a tetto del Norico e alla base del Retico.

L'ambiente di formazione sarebbe da ricondurre ad un settore marginale di un bacino a batimetria non molto sviluppata e privo di margini che lo separassero dalle aree di piattaforma. L'assenza di margini ha permesso la redistribuzione del sedimento di piattaforma (fango ma anche ooliti e bioclasti) in un'area molto vasta anche per opera di correnti di tempesta. Questo carbonato si alternava con peliti di provenienza terrigena, secondo una tematica ciclica possibilmente legata ad oscillazioni climatiche-eustatiche (BURCHELL *et al.*, 1990).

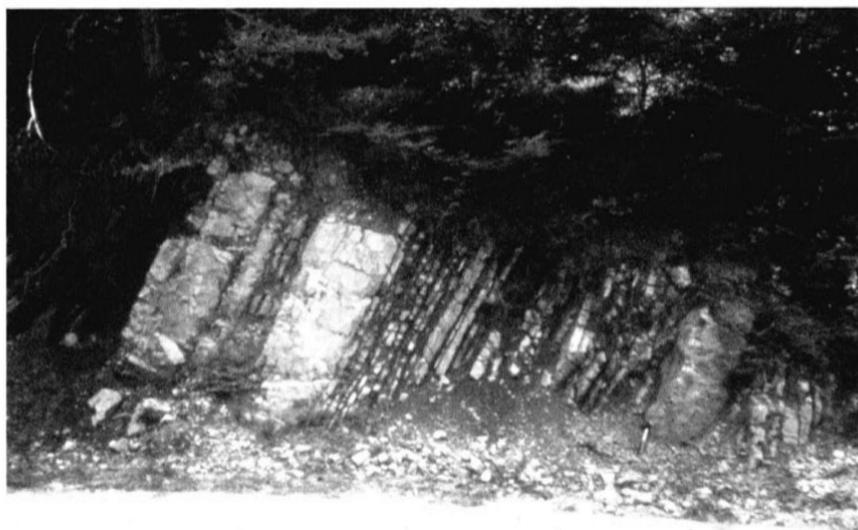


Fig. 3 - Intervallo basale del membro del Grostè del Calcare di Zu, in Val dei Molini, sopra Bezzecca. Si noti l'organizzazione thickening-up.

### 3.1.9.2. - Membro di Tremalzo (ZUU<sub>3</sub>) (Retico)

Questa unità proposta come Calcare di Tremalzo da Stefani e Golfieri (1989) per descrivere il Calcare di Zu presso Tremalzo (Tavola 80 III "Bezzecca"), e corrispondente al "Membro Superiore" del Retico *Auctororum* di MASETTI *et al.* (1985), viene qui intesa, modificando le proposte dei succitati autori, come l'u-

nità di piana tidale del Calcare di Zu. I migliori affioramenti nella zona sono in Val dei Molini e presso il Doss de la Torta.

Il Membro di Temalzo è formato da calcari grigi, calcari dolomitici grigio chiari e dolomie bianche o rosate ben stratificati, in strati medio spessi, con rare intercalazioni argillitiche o marnose grigio scuro e grigio-verdi, sempre meno frequenti verso l'alto. Queste litologie sono sovrapposte in modo ciclico a formare parasequenze *thickening-upward*: i calcari sono per lo più micritici e bioturbati, a volte arricchiti in sostanza organica e con presenza di solfuri e ricoprotono gli strati sottili argillitico-marnosi nella parte inferiore del ciclo. Verso l'alto, a costituire la maggior parte del ciclo, si osservano calcari dolomitici e dolomie stromatolitiche con piccoli *tepees*. Localmente (versante sinistro della Val Concei) nella parte medio-alta della successione si osservano 1-3 m di dolomie stromatolitiche a lamine interrotte sistematicamente per *sheet cracks*, di colore rosso porpora, legate ad alterazioni in ambiente sopratidale. Nell'intervallo sommitale è localmente presente inoltre uno o più strati di 2-5 m di spessore costituiti da calcareniti dolomitiche oolitiche prive di strutture (ma spesso completamente dolomitizzate).

L'unità è assente nei settori settentrionali del quadrante (M. Tofino, versante settentrionale della Val Gaverdina) ove è completamente sostituita dal Membro di Grostè. Presso la Val Concei orientale raggiunge uno spessore minimo di 15-20 m, mentre la potenza massima è di circa 150 m. Il limite con l'unità sottostante è netto, posto alla comparsa delle prime lamine stromatolitiche; quello con le sovrastanti unità di piattaforma è graduale, caratterizzato dal cambiamento nello stile della stratificazione (scomparsa della ciclicità, aumento dello spessore degli strati).

Il contenuto fossilifero è molto povero. Fanno eccezione alcuni tipici strati a grandi Megalodontidi, a volte in posizione di vita (sul sentiero poco a Sud il Doss de la Torta), localizzati nella parte alta dell'unità, e la presenza di *Triasina hantkeni* (HAZON) nelle bancate oolitiche sommitali.

L'ambiente di formazione è una piana tidale progradante dai settori sudorientali, che non è riuscita a raggiungere i settori più subsidenti. La scomparsa progressiva degli interstrati marnosi verso l'alto suggerisce una lenta disattivazione degli apporti terrigeni legata forse ad un inaridimento del clima.

### 3.1.10. - FORMAZIONE DELLA CORNA (COR)

(*Retico superiore - Sinemuriano inferiore*)

UNITÀ DI PIATTAFORMA DEL CICLO RETICO - SINEMURIANO

Unità in uso per descrivere i carbonati (per lo più calcari) di piattaforma che sovrastano il Calcare di Zu ad Ovest del Lago di Garda. In questo lavoro, al suo interno vengono riconosciuti come Membri due litosomi dolomitici di precoce

annegamento. In questo senso quindi si propone che la Formazione della Corna, con le sue unità di rango inferiore, Membro del Doss de la Torta e Membro del Pichea, possa essere utilizzata per descrivere corpi dolomitici noti in letteratura come “Grenz-Dolomit”, “Dolomia superiore”, “Dolomia retica” o “Dolomia a Conchodon”. Presente solo all'estremità sudorientale della Tavola a formare le pareti prospicienti S.Giacomo di Riva, e nella valle del T. Albola.

Consiste di calcari e calcari dolomitici biancastri e avorio, in strati spessi e molto spessi con giunti netti irregolari, a volte stilolitici o marcati da veli argillitici rossastri. L'intervallo medio-superiore, rappresentato in carta, è formato da una prevalenza di facies micritiche con varia abbondanza di bioclasti e oncoliti e rarissime intercalazioni intertidali stromatolitiche. A tetto per circa 80-100 m prevalgono facies oolitiche, per lo più senza matrice, in strati medi e spessi, costituite da ooliti fini ed intraclasti, con subordinati bioclasti.

Gli spessori sono stimabili intorno ai 600-700 m, con la base dell'unità affiorante poco a Sud nella Tavola adiacente. Il limite superiore, non osservabile direttamente nella Tavola in esame, è dato dalla brusca sovrapposizione di calcari selciferi in strati medi e sottili (Membro C della Formazione del Tofino), separati da una superficie (*drowning unconformity*) descritta poche decine di Km più a Sud da PICOTTI e COBIANCHI (1996).

Il contenuto fossile è ricco ma banale: sono diffuse le oncoliti di alghe rosse, ed in sezione sottile sono riscontrabili *Cayeuxia* sp., mentre tra i foraminiferi si riconoscono Lituolidi primitivi. I molluschi, sempre frammentati, sono difficilmente definibili: nelle ooliti sommitali sono presenti rari brachiopodi rinconellidi. L'appartenenza della piattaforma alla parte terminale del Triassico è incerta, mentre la presenza, a Sud dell'area in esame, di *Palaeodasycladus mediterraneus* (PIA) ne conferma l'età liassica. La superficie di annegamento sommitale è stata attribuita al Sinemuriano inferiore (Zona a *bucklandi*) da PICOTTI e COBIANCHI (1996).

L'ambiente deposizionale è riferibile ad una piana tidale, con sviluppo di margini formati da barre oolitiche nella parta alta della successione, quando la maggior parte dell'area in esame era occupata da un bacino marino profondo.

### 3.1.10.1. - Membro del Doss de la Torta (COR<sub>2</sub>) (*Retico superiore - Hettangiano*)

Con questo nuovo nome si intende descrivere una successione carbonatica di mare basso costituita da dolomie chiare più o meno stratificate, note in letteratura come “Grenz-Dolomit” (BITTNER, 1883, SCHWINNER, 1918), “Dolomia superiore” (nome mediato dal precedente, in uso presso gli autori italiani, noto anche come “Dolomia superiore di Lombardia”, si veda discussione in GNACCOLINI, 1965b e CASSINIS, 1971), “Dolomia retica” o “Dolomia a Conchodon”. Questi

ultimi storici nomi formazionali si ritengono non corretti: i primi tre a causa del riferimento ad una posizione geometrica o ad una attribuzione cronostratigrafica, sconsigliate da tutti i codici di nomenclatura (v. ISSC, 1994), il quarto perché riferito alla presenza di grandi lamellibranchi, assenti nella dolomia in questione, ma frequentemente osservabili nel sottostante Calcere di Zu, così come chiaramente scritto da GNACCOLINI (1965b). La proposta di quest'ultimo autore di mantenere la nomenclatura di "Dolomia a Conchodon" per rispettare la consuetudine dell'uso, consolidata da oltre un secolo, non può essere accettata e ancora oggi è grande l'incertezza nel correlare serie attribuite a questa unità. Pertanto si ritiene che tale nomenclatura debba decadere, eventualmente a favore di quella qui descritta. L'unità affiora sui versanti orientali della Val Giudicarie, tra il M. Vies ed il Doss de la Torta, ove è osservabile la serie stratotipica (Fig. 4), descritta speditivamente da SCHWINNER, (1918), e nel versante orientale della media Val Concei (Cavassapia, Doss di Preghen).

L'unità consiste di dolomie chiare, fino a bianco candido, molto povere di strutture a causa della dolomitizzazione pervasiva che le conferisce un aspetto macrocristallino (saccaroide).

Lungo la serie tipo, nei primi 50 m si possono riconoscere calcari dolomitici e dolomie in strati medi a giunti ondulati irregolari. A volte si riconosce una originaria tessitura granulare, con accenni di laminazioni parallele, o strati di microbreccie intraclastiche, di probabile origine tempestiva. Sono presenti inoltre rari giunti stilolitici e lamine stromatolitiche. I successivi 300 m sono costituiti da dolomie bianche macrocristalline in strati spessi con rare testimonianze di strutture tidali, quali stromatoliti e *fenestrae*, più frequenti verso l'alto. Gli ultimi 20 m sono caratterizzati da dolomicriti grigie con frequenti livelli di microbreccie intraclastiche a sostegno di matrice.

Dove l'unità è molto ridotta di spessore (Doss di Preghen), a tetto delle dolomie è presente un orizzonte di emersione caratterizzato dalla presenza di tasche erosive riempite di dolomie a grandi cristalli di colore rosso porpora (paleokarst). Nel settore settentrionale della Val Marcia, l'unità diminuisce di spessore a causa di eteropie con la Formazione del Tofino, ed è costituita da dolomie grigie in strati spessi.

Gli spessori complessivi variano da 30 a 400 m circa, con notevoli variazioni di spessore, anche brusche, ad opera di faglie sinsedimentarie, come messo in evidenza da CASTELLARIN e PICOTTI (1990) e da CASOLARI e PICOTTI (1997). Il limite inferiore, graduale in 2-3 m, è posto alla scomparsa dei calcari dolomitici intertidali ricchi di strutture sedimentarie, ed alla comparsa di dolomie chiare macrocristalline. Il limite superiore, netto, è posto alla comparsa dei primi calcari scuri debolmente selciosi in strati medi (Gruppo del Medolo). Nel settore meridionale, a tetto di questa unità compare il terzo ciclo della Formazione di Val d'Oro, caratterizzato da calcari dolomitici scuri in strati medi, ricchi in *pellets* e

clasti di piattaforma. Nel settore settentrionale (Val Marcia) l'unità, potente circa un centinaio di metri, passa gradualmente alle brecce in strati spessi della Dolomia del Pichea, con cui è in rapporti di chiara eteropia. Questa unità è inoltre eteropica con il membro A della Formazione del Tofino, affiorante nel fondovalle della Val Marcia, all'estremità settentrionale.

Sterile dal punto di vista paleontologico, l'attribuzione di età è possibile solo per inquadramento. L'ambiente di formazione è quello di una piana prevalentemente peritidale (soprattutto alla base) poi subtidale. La dolomitizzazione pervasiva potrebbe essere stata acquisita in fase tardodiagenetica.



Fig. 4 - Il Doss de la Torta visto da Sud (M. Tofino). In primo piano il duplex di calcari liassici della Fm. del Tofino (membro b), più oltre le bancate del Membro di Tremalzo e la parete dolomitica del Membro del Doss de la Torta (sullo sfondo il Carè Alto, Gruppo dell'Adamello).

### 3.1.10.2. - Membro del Pichea (COR<sub>1</sub>) (Retico superiore - Hettangiano)

Unità proposta da CASTELLARIN (1972), viene definita nelle sue caratteristiche di litofacies in queste note. Presenta una distribuzione molto limitata in quanto rappresenta il margine progradante della piattaforma del Doss de la Torta in direzione Nordorientale verso il bacino della Formazione del Tofino. Affiora infatti al M. Pichea, ove era stato descritto in modo speditivo da SCHWINNER

(1918), al Dos d'Enziana e sulle pendici del M. Cogorna, ove era stata erroneamente cartografata come Dolomia Principale da SCHWINNER (1918), CADROBBI (1943a, 1943b) e CADROBBI nella carta del 1948.

È rappresentata da un voluminoso corpo di breccie clinostratificate (Fig. 5) con clasti da centimetrico a decametrico (megaclasti) in matrice dolomicritica e doloarenitica, interstratificate a dolomicriti grigiastre e selciose sempre più frequenti verso l'alto stratigrafico e verso Nord.

Alle pendici orientali del Monte Cogorna sono stati rilevati dal basso: 55 m dolomie bianche a stratificazione indistinta con brecciole a clasti dolomicritici scuri, raramente selciosi. Con contatto netto e arricchito in ossidi metallici seguono 40 m di dolomie in strati spessi a giunti ondulati, con brecciole a clasti dolomicritici bruno-rossicci. Gli ultimi metri dell'intervallo sono brecciati ed è presente un filone sedimentario riempito da dolomicrite fine laminata parallelamente alle salbande. Ancora marcato da superfici stilolitiche, l'intervallo successivo consiste di 20 m di doloareniti in strati medi, seguito da dolomie macrocristalline in strati spessi. L'intervallo seguente è dato da 60 m di calcari dolomicritici con numerosi corpi stratoidi di breccie a matrice fangosa. Separata da una superficie di brecciatura tettonica, legata a scivolamento flessurale, seguono 100 m di calcare dolomicritico grigio scuro in strati medi con noduli di selce, spesso desilicizzati. I giunti sono spesso ondulati e alcuni strati assumono aspetto nodulare. I 100 m successivi sono simili ma sempre più scuri, e con comparsa della prima selce in noduli e letti, a loro volta sovrastati da dolomicriti nerastre deformate per slump e breccie idrauliche e contenenti un megaclasto di dolomicriti semiconsolidate. Gli ultimi 45 m di spessore prima della Formazione del Tofino, sono costituiti da una dolomia brecciata a supporto clastico a stratificazione indistinta. Gli 87 m sommitali al M. Pichea sono costituiti da 15 m di breccie in matrice doloarenitica grigia con clasti subarrotondati di dolomicriti bituminose a volte stromatolitiche. Seguono 15 m di dolomia grigia macrocristallina in strati discontinui, contenente uno strato lenticolare di spessore massimo 3 m di calcarenite oncolitica scura in matrice fangosa. I 15 m successivi sono una dolomia grigia ove si riconosce difficilmente una tessitura brecciata, seguita da 5 m di dolomie grigio chiare macrocristalline in strati discontinui. Con contatto netto sono ad essa sovrapposti circa 17 m di calcari dolomitici scuri e bituminosi in strati sottili e medi a giunti netti e paralleli con rara selce, alternati a breccie a clasti semiconsolidati in matrice micritica (*pebbly mudstones*), a loro volta ricoperti da un corpo di circa 20 m di breccie con brandelli di strato e clasti semiconsolidati delle litologie sottostanti.

Gli spessori variano dai 250 m sul versante nord della Val Marcia, ove l'unità ricopre con limite graduale il Membro del Doss de la Torta, ai 450 m della parete del M. Pichea, fino a raggiungere i 530 m alle pendici orientali del M. Cogorna. Al M. Pichea il limite inferiore col Membro del Grostè del Calcare di

Zu è netto, mentre il passaggio con i sovrastanti calcari selciosi in strati sottili del membro B della Formazione del Tofino può essere netto (Dos di Preghen), oppure graduale (crinale Pichea-Tofino), marcata da un'alternanza dei due litotipi (dolomie brecciate e calcari selciferi) per circa 40-50 m.

Praticamente sterile dal punto di vista fossilifero, l'unità è inquadabile al tetto del Retico ed all'Hettangiano poichè si presenta eteropica con il membro A della Formazione del Tofino, anch'esso Hettangiano.

L'unità si è deposta al margine progradante di una piattaforma orlata da barre sabbiose, prospiciente piccoli bacini (precedentemente occupati dal Membro di Grostè del Calcare di Zu) che tende a ricoprire con facies di pendio progradazionale, che tuttavia verso l'alto mostrano una marcata tendenza alla retrogradazione, data dalla diminuzione dello spessore degli strati e dal progressivo prevalere di dolomicriti scure. L'unità è dunque chiaramente eteropica con il Membro del Dos de la Torta ed con il membro A della Formazione del Tofino.



Fig. 5 - Il versante orientale del M. Cogorna vista da Ballino. La parete è costituita dal Membro del Pichea, a sua volta coperto dalla Formazione del Tofino, che forma i prati presso la cima. In evidenza le clinostatificazioni con immersione settentrionale.

### 3.1.11. - FORMAZIONE DI VAL D'ORO (FVO) (Hettangiano - Sinemuriano inferiore)

Unità recentemente istituita nell'ambito dei rilievi per il Foglio 080 "Riva del Garda" del Progetto CARG-PAT, descrive l'alternanza di calcari di mare aperto, breccie e dolomie in grandi bancate che costituiscono il pendio deposizionale della piattaforma della Formazione della Corna (CASOLARI e PICOTTI, 1997).

Nell'area in esame è presente soltanto il terzo intervallo descritto dai succitati autori, in affioramenti abbastanza continui tra le trincee della cresta del Monte Tomeabru (settore meridionale della Tavola).

Si tratta di calcari selciferi scuri e dolomie grigie ben stratificati in strati

medi, raramente sottili, a giunti netti e paralleli. Abbondante è la selce, sia diffusa che in noduli di colore scuro.

Al Monte Tomeabru l'unità esordisce con 5 m di brecce a clasti dolomicritici scuri, seguono 12 m di calcilutiti pellettifere in strati sottili e medi a giunti netti e paralleli. I successivi 8 m sono costituiti da calcareniti in matrice micritica a stratificazione simile, seguono 7 m di calcareniti fini a giunti ondulati e laminazioni incrociate a basso angolo. Preceduto da un intervallo di circa 2 m deformato per slump, segue un corpo di circa 10 m di brecce a clasti decimetrici di piattaforma, cui seguono ancora calcareniti fini selcifere alternate a calcilutiti spiculitiche. Sulle pareti a Sud di Cima Parì (Sezione Grotte Rosse, CASOLARI 1994) sono descritti i 68 m sommitali dell'unità. Sono soprattutto dolomie grigie microcristalline con fantasmi di spicole alla base, poi calcari peloidali a volte dolomitici in strati medi sempre più ricchi di granuli di piattaforma, per lo più oolitici, fino a due banchi sommitali di circa 5 m, che verso Est (Tavola "Bezzecca") tendono ad aumentare vistosamente di spessore sino a fare transizione a brecce plurimetriche con clasti di piattaforma (soprattutto calcareniti oolitiche, derivanti dalla Corna) in matrice micritica scura.

Lo spessore si aggira intorno ai 120 m con tendenza alla diminuzione verso Nord, ove la Formazione passa lateralmente ai calcari del membro B della Formazione del Tofino, caratterizzati da un contenuto in granuli grossolani molto più limitato. Il limite inferiore, osservabile solo nella Tavola contigua, è netto sul Membro del Doss de la Torta e marcato da una superficie a croste metalliche; il limite superiore con le micriti spongolitiche del Membro C della Formazione del Tofino è netto, posto a tetto del secondo banco di brecce in matrice oolitica.

Sono stati osservati aculei di echinidi, articoli di crinoidi (*Pentacrinus* sp.), resti di alghe Solenopore, rari foraminiferi bentonici (Textularidi e Miliolidi), valve di ostracodi e spicole di spugna. L'età non è quindi direttamente attribuibile e viene considerata Hettangiano sommitale e Sinemuriano inferiore per correlazione. La correlazione fisica del tetto di questa formazione con la superficie di annegamento della Corna permette di considerarle entrambe nella Zona a *bucklandi* (CASOLARI e PICOTTI, 1997).

L'ambiente di formazione è quello di un pendio deposizionale, in questo caso nella sua parte distale, ove la taglia dei sedimenti di *periplatform* tende a diminuire (CASOLARI 1994; CASOLARI e PICOTTI 1997).

### 3.1.12. - CALCARE DEL MISONE (MIS) (*Sinemuriano - Pliensbachiano*)

UNITÀ DI PIATTAFORMA DEL CICLO SINEMURIANO - DOMERIANO

Unità istituita da CASTELLARIN (1972) per descrivere la porzione marginale della Piattaforma Veneta, costituisce le pareti occidentali del M. Misone prospri-

cienti il solco di Ballino.

Si tratta di calcari micritici pellettiferi giallastri-nocciola, in strati spessi, discontinui, a giunti ondulati, con noduli di selce grigia-giallastra. Sono presenti intraclasti e bioclasti, rare ooliti, spesso accresciute su foraminiferi o su spicole, crinoidi e abbondante benthos sessile, soprattutto spugne calcaree e coralli ahermatipici. Molto abbondanti le spicole di spugna (mono e triassona), presente inoltre foraminiferi bentonici. Verso l'alto la successione acquista una tessitura marcatamente clastica, con progressiva diminuzione della matrice micritica e scomparsa delle spicole. A tetto sono presenti lenti irregolari di calcareniti a crinoidi rossicce o grigio-gialline. CASTELLARIN (1972) segnala a tetto una successione ben stratificata di alcune decine di metri ricca di brachiopodi.

Gli spessori complessivi del Calcarea del Misone variano da circa 150 m, alle pareti orientali del Monte Misone, a oltre 250 m nei pendii sovrastanti il Lago di Tenno. Il limite inferiore, non presente nella Tavola, è netto sul Calcarea oolitico di Loppio dei Calcari Grigi (CASTELLARIN, 1972). A tetto, la Formazione è ricoperta dai calcari selciosi ben stratificati del Membro D della Formazione del Tofino ("Formazione di Tenno" secondo CASTELLARIN, 1972), tramite interposizione di una superficie di inconformità erosiva, caratterizzata da tasche e paleokarst metrici che presentano sabbie encriniche come sedimento interno.

Tra i fossili si segnala *Stylothalamia sp.* e abbondanti foraminiferi bentonici di piattaforma esterna tra cui *Spirillina liassica* (JONES), *Vidalina martana* (FARINACCI) oltre a Lenticuline e Nodosarie. Una località fossilifera è stata segnalata in passato in una pregevole monografia (HAAS, 1912; 1913) e da noi non ritrovata. Secondo l'autore, si tratta di una "lumachella gialliccirossa di circa 50 cm posta a tetto della Formazione lungo il sentiero che sale da Ballino verso Malga Favrio a circa 1000 m", correlabile agli strati sommitali di CASTELLARIN (1972) ed alle encrinite da noi osservate. Tale lumachella contiene una ricchissima fauna ad ammonoidi, belemniti, brachiopodi, lamellibranchi e gasteropodi attribuiti dal succitato autore al tetto del Domeriano (Lias Medio) con presenza di poche forme della base del Toarciano (Lias Superiore).

Il Calcarea del Misone costituisce un corpo biocostruito a morfologia cupolare chiaramente eteropico con la Formazione di Rotzo dei Calcari Grigi verso Est e con la Formazione del Tofino (membro C) verso Ovest. Le sue caratteristiche tessiturali e faunistiche permettono di interpretarlo come un *mud mound*, cioè una biocostruzione essenzialmente microbialitica, che forniva il substrato utile alla colonizzazione di spugne e coralli, accresciutosi al margine della Piattaforma Veneta (CASTELLARIN, 1972).

### 3.1.13. - FORMAZIONE DEL TOFINO (CMT) (*Retico superiore - Bajociano inferiore*)

Unità istituita da CASTELLARIN (1972) con stratotipo al Monte Tofino per descrivere i calcari selciferi giurassici del margine orientale del Bacino Lombardo. Queste successioni erano note agli autori precedenti come "Medolo", nome che potrebbe essere usato nel rango di Gruppo per poter indicare le coeve successioni di tutto il Bacino Lombardo. La successione del crinale tra Tofino e Gaverdina fu descritta per primo da SCHWINNER (1918) in modo speditivo. CASTELLARIN (1972) misura la serie con grande dettaglio e la suddivide in 5 intervalli litologici. In seguito PICOTTI e COBIANCHI (1996) e COBIANCHI e PICOTTI (2001) forniscono un quadro stratigrafico e sequenziale che conferma l'importanza delle suddivisioni effettuate da CASTELLARIN. Durante i lavori di rilevamento sono stati trovati depositi bacinali di età ancora più antica, che sono stati accorpati a questa formazione. Per questi motivi, nelle presenti note si è suddivisa la formazione in 4 membri, ognuno dei quali collegabile alla crescita di distinte unità di piattaforma. Queste ultime unità tuttavia non saranno formalizzate, a causa della loro limitata estensione. Da ricordare infine che a questa Formazione è stata accorpata la Formazione di Tenno di CASTELLARIN (1972).

#### 3.1.13.1. - Membro A (CMT<sub>1</sub>) (*Retico superiore - Hettangiano*)

UNITÀ DI BACINO DEL CICLO RETICO - SINEMURIANO INF.

Affiora unicamente al margine settentrionale della Tavola, nel fondovalle del T. Duina (Val Marcia). Unità erroneamente cartografata come Dolomia Principale e "Retico" da SCHWINNER (1918), CADROBBI (1943) e CADROBBI *et al.* (1948).

Questa unità è costituita da calcari micritici neri, leggermente bituminosi dolomitici, poveri di selce, in strati medi-sottili a giunti ondulati e fasce di brecce idrauliche con *slump* di spessore metrico. Nell'intervallo basale, fuori carta a q. 750 nell'alveo del T. Duina, sono presenti 25 m di calcareniti oolitiche a supporto di matrice micritica scura. Verso l'alto le micriti sono sempre più dolomitizzate e deformate da *slump* e brecciatura idraulica.

Nella Tavola Roncone l'unità raggiunge il centinaio di metri, mancando però della base, in appoggio diretto sul Calcare di Zu, che affiora presso Cima Sera (Tavola 59 III "Tione di Trento"). L'intervallo sommitale, anch'esso coperto, è stato descritto poco più a Nord da PIFFER (1996). A tetto questa successione passa alle dolomie grigie subtidali del Membro del Doss de la Torta. Allo sbocco della Val Marcia (Tavola "Tione di Trento"), a tetto l'unità passa a dolomicriti brecciate del Membro del Pichea.

Risulta sterile del punto di vista micropaleontologico anche grazie alla sua pervasiva dolomitizzazione. L'attribuzione al Retico superiore è fatta per inqua-

drammento, poiché la base dell'unità è a diretto contatto con il Calcare di Zu.

Questa unità è in chiara relazione di eteropia con il Membro del Doss de la Torta e con il Membro del Pichea, che costituiscono il sistema piattaforma-pendio progradante, mentre il membro A costituiva l'unità di bacino.

### 3.1.13.2. - Membro B (CMT<sub>2</sub>)

(Hettangiano - Sinemuriano inferiore)

UNITÀ DI BACINO DEL CICLO RETICO - SINEMURIANO INF.

Affiora estesamente nella Tavola Roncone, soprattutto nel settore centro settentrionale, nei dintorni del Monte Tofino e costituisce la cima del Monte Gaverdina e di Cima Cogorna. Corrisponde agli intervalli litologici a) e b) di CASTELLARIN (1972).

Al Monte Tofino, è costituito da calcari micritici bituminosi grigio scuri e nerastri, ben stratificati in strati medi e spessi con interstrati debolmente marnosi e con rari noduli di selce grigio-chiara per uno spessore di circa 60 metri. Seguono 144 m di calcari micritici grigi selciferi lastriformi (10-15 cm), con selce nera e frequenti intercalazioni lenticolari di calcitorbiditi arenitiche, talora ruditiche, in strati da sottili a molto spessi, con abbondanti granuli provenienti dalla piattaforma. Queste calcitorbiditi grossolane diminuiscono di abbondanza nelle successioni più settentrionali, ove le tessiture micritiche sono preponderanti e le calcareniti, a supporto di matrice, compaiono solo nelle ultime decine di metri. Nel settore del M. Gaverdina sono frequenti i fenomeni di brecciatura idraulica in giaciture stratoidi e filoniane (Figg. 6 e 7), legati alla circolazione e sovrappressione di fluidi diagenetici.

Gli spessori variano considerevolmente: nel settore occidentale e meridionale della Tavola varia tra i 10 ed il centinaio di metri, mentre proseguendo verso Nordest lo spessore cresce più o meno gradualmente fino a circa 400 m. Il limite inferiore è netto sul Membro del Doss de la Torta, posto alla comparsa delle micriti sulle dolomie sommitali (superficie di inconformità per annegamento). È invece graduale sul Membro del Pichea, con l'intervallo già descritto a tetto di quest'ultimo. Alle pendici di Cima Cogorna il passaggio è ancora graduale con la progressiva diminuzione della dolomitizzazione e dei fenomeni di deformazione gravitativa nelle micriti.

Il contenuto fossilifero delle micriti è monotono, dato da abbondanti spicole di spugna e rari ostracodi. Nelle calcareniti si trovano abbondanti bioclasti, tra cui *Palaeodasycladus mediterraneus* (PIA) (CASTELLARIN, 1972). Il tetto della unità è calibrato al Sinemuriano inferiore (Zona a *bucklandi*, CASTELLARIN, 1972) dalla presenza di *Arnioceras mendax* (FUCINI).

L'ambiente di sedimentazione è quello di un bacino in graduale approfondimento, alimentato soprattutto dalla piattaforma della Corna, presente a Sud, come suggerisce la diminuzione verso Nord della granulometria. L'unità presenta forti analogie con il Calcare di Gardone Val Trompia e con il Calcare di Moltrasio delle Prealpi Lombarde.



Fig. 6 - Corpo filoniano di breccie idrauliche nel Membro B della Formazione del Tofino, di ampiezza circa 30 m alle pendici del M. Gaverdina.

### 3.1.13.3. - Membro C (CMT<sub>3</sub>)

(*Sinemuriano inferiore - Pliensbachiano superiore*)

UNITÀ DI BACINO DEL CICLO SINEMURIANO INF. - DOMERIANO

Unità molto ben rappresentata nella Tavola Roncone, con ottimi affioramenti soprattutto al Monte Tofino, di cui costituisce la cima, e sulle pendici del M. Altissimo. Corrisponde all'intervallo c) di CASTELLARIN (1972).

Questo membro è costituito da calcari micritici grigi o nocciola con abbondantissime spicole di spugna (mono- e triassone) in strati sottili e medi, con rari strati più spessi a granulometria grossolana.

Al monte Tofino è rappresentato da 455 m di calcari micritici a spicole di spugna, ben stratificati e in prevalenza lastriformi, da grigio-cenere a ocra-nocciola, con interstrati marnoso-silicei, ricchi di bioturbazioni tipo *Chondrites* e con abbondanti noduli e letti di selce scura. Rare intercalazioni di calcitorbiditi arenitico-ruditiche in strati spessi e molto spessi. La parte superiore dell'intervallo (ultimi 40 m) è caratterizzata prima da calcari micritici giallini privi di selce a giunti lievemente ondulati e ricchi di impronte di ammonoidi, per lo più limonitizzati. Questo intervallo caratteristico è stato riconosciuto in tutta l'area in questione, specialmente ad Ovest (versante occidentale del Monte Campellet, crinale ad Ovest del Monte Laroda), e a Sud di Bocca Saval (presso i ruderi dell'ospedale della I Guerra Mondiale) dove acquisisce a volte facies di "Rosso

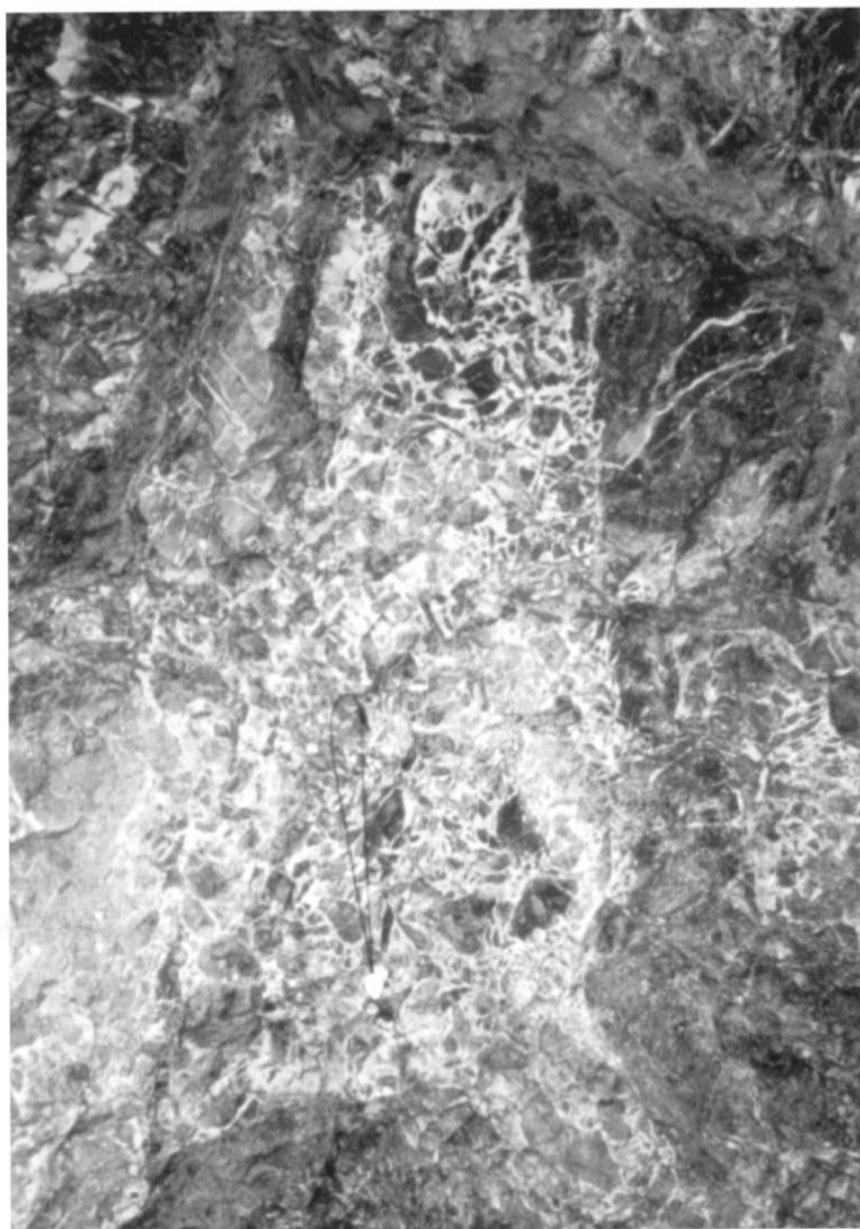


Fig. 7 - Dettaglio dell'affioramento del corpo filoniano di breccie idrauliche nel Membro B della Formazione del Tofino, alle pendici del M. Gaverdina. Si tratta di breccie in cemento spatico legate a sovrappressioni dei fluidi interstiziali nella tarda diagenesi.

Ammonitico". Seguono alcuni potenti eventi di deposizione gravitativa in matrice micritica alimentate dalla piattaforma (litofacies a breccie), con ooidi, clasti litici e bioclasti. Questi ultimi eventi costituiscono una bancata molto caratteristica di oltre 10 m di spessore visibile anche a Bocca di Saval e sul versante che dalla cima del M. Tombio scende verso Tenno. In quest'ultima località sono presenti (Fig. 8) megaclasti provenienti dal Calcare del Misone, attualmente affiorante poco ad Est.

Lo spessore varia dai 100 m a Sudovest del Monte Vies ai 455 del Monte Tofino. Il limite inferiore sul membro B è graduale, con cambiamento del colore e scomparsa delle calcareniti in pochi metri. Nei settori meridionali, l'unità si sovrappone mediante superficie di inconformità per annegamento (*drowning unconformity*) sulla Formazione della Corna. Il limite superiore è netto ove è presente la bancata sommitale (Monte Tombio), graduale in pochi centimetri, con la comparsa di marne di interstrato più frequenti e variazione verso colori più scuri, ove la bancata è assente.

Il contenuto fossile è dato da abbondanti spicole di grandi dimensioni; le ammoniti sono frequenti solo nel livello sommitale già descritto, con impronte molto disciolte di *Arietoceras* sp. di probabile età Domeriana media e superiore. La breccia terminale contiene clasti del Calcare del Misone con *Stylothalamia* sp. (Monte Tombio), e granuli provenienti dall'Oolite di Massone e dal Calcare di Rotzo, tra cui *Orbitopsella* sp. e *Paleodasycladus mediterraneus* (PIA) (CASTELLARIN, 1972).

L'ambiente di formazione è un bacino di peripiattaforma in graduale colmatazione, alimentato dai Calcari Grigi, posti ad Est della Paleolinea Ballinogarda. L'unità presenta forti analogie con il calcare di Domaro delle Prealpi Bresciane. Il livello condensato in facies di rosso ammonitico è correlabile con il Membro di Morbio del "Lombardische Kieselkalk" del settore del Monte Generoso (Breggia, Canton Ticino).

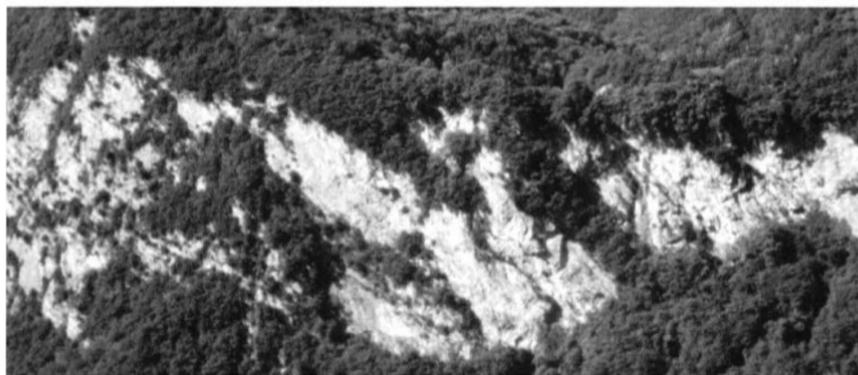


Fig. 8 - L'intervallo di breccie a tetto del Membro C della Formazione di Tofino, sul versante Nord del Monte Tombio, visto da Tenno. Costituisce l'intervallo non stratificato al centro della foto.

### 3.1.13.4. - Membro D (CMT<sub>4</sub>) (Toarciano - Bajociano inferiore)

UNITÀ DI BACINO DEL CICLO TOARCIANO - BAJOCIANO INF.

Caratterizzata anch'essa da un'ampia distribuzione nella Tavola, presenta i migliori affioramenti per le osservazioni stratigrafiche al Monte Tofino e sopra Ponte Glera, in alta Val Concei, quest'ultima località descritta anche da BOSELLINI (1967). Questa unità corrisponde agli intervalli d) ed e) della Formazione del Tofino ed *in toto* alla Formazione di Tenno di CASTELLARIN (1972), temine formale da considerarsi dunque decaduto.

Questa unità è costituita da calcari micritici grigi o grigio-verde con spicole di spugna in strati sottili e medi e da calcareniti oolitico-bioclastiche con crinoidi e brachiopodi in strati medi e spessi, con interstrati marnosi grigio-verdi e abbondante selce.

Al Monte Tofino si possono riconoscere all'interno di questa unità due intervalli *thickening up* (Fig. 9), di cui il primo (primi 90 m) corrisponde alla progadazione di lobi torbiditici alimentati dalla coeva piattaforma dei Calcari oolitici di S. Vigilio (Fig. 10). I successivi 150 m sono costituiti da micriti selciose sempre più ricche verso l'alto di intercalazioni calcarenitiche a crinoidi e lamelibranchi pelagici. Nel settore del Monte dei Pini (estremità sudoccidentale della Tavola) è presente una facies di "Rosso Ammonitico" (già segnalata in CASTELLARIN e PICOTTI, 1990) che essendo di limitata estensione è stato accorpata all'unità in esame. La serie comincia con 12 m di calcari micritici grigio-verdi scuri, ricchissimi in selce a causa delle abbondanti raxe (i.e. spicole reniformi) di spugne Selenastre, molto bioturbati da *Zoophycos* in strati a giunti netti (Fig. 11). Questi sono seguiti da 8 m di coppie formate da calcari micritici (60-80 cm) e marne verdine (10-35 cm) in facies tipica della parte alta del Toarciano inferiore. Seguono poi circa 8 m di calcari a volte nodulari bianchi e rossi con facies tipiche del Toarciano medio. La serie prosegue infine con fitte alternanze di calcari e marne grigio-verdi in strati sottili con molta selce.

Presso la linea di Ballino sono presenti alcuni corpi di brecce ad elementi di piattaforma, con contatto basale erosivo, distinte in carta come litofacies a brecce e descritte in dettaglio da CASTELLARIN (1972). Ad Est della Linea di Ballino, presso Tenno, sono presenti calcari micritici selciosi grigi a spicole in strati medi e sottili con interstrati marnosi verdini in spessori di alcuni metri (Toarciano inferiore), seguiti da calcareniti in strati medi immersi in matrice micritica sempre meno presente verso l'alto a pellets, ooliti e litoclasti di piattaforma, ricche di noduli di selce. Verso Nord (Ville del Monte, Strada per Fivavè) questa facies arenitica non è più presente: l'unità si assottiglia e compaiono facies nodulari verdine e rosse con tipiche faune del Toarciano Medio (BITTNER, 1881, CASTELLARIN, 1972).



Fig. 9 - La successione domeriano-bajociana al M. Tofino. Si noti il potente livello di breccie al centro della foto di età domeriano superiore a tetto del Membro C della formazione. Al di sopra un netto cambiamento della stratificazione, ed i due cicli del Membro D della formazione. Spessore affiorante circa 400 m.



Fig. 10 - Livello torbiditico grossolano di età Aaleniana inferiore nella serie del M. Tofino. Si possono osservare brandelli di micriti semilitificate. Sommità del primo ciclo thickening-up del Membro D della Formazione del Tofino.

Lo spessore varia da oltre 250 m al Monte Tofino, ai 56 m di Tenno, ai 60 circa del Monte Dei Pini. Il limite inferiore è netto, con chiaro cambiamento di facies ovunque: nei depocentri si pone al di sopra della bancata di breccie terminali del membro C, assente nel settore più occidentale, ove la variazione avviene a spese soprattutto del colore, grigio verde rispetto al precedente ocra-nocciola. Ad Est della linea di Ballino, l'unità si sovrappone al Calcare del Misone, separato dalla superficie di inconformità già descritta. Il limite superiore in questo settore orientale è graduale in pochi metri con l'arrivo dei tipici granuli dei Calcari oolitici di S. Vigilio. Ad Ovest della Linea di Ballino l'unità passa con limite netto alle radiolariti del Selcifero Lombardo.

Tra i fossili sono presenti abbondanti crinoidi e brachiopodi (tra cui *R. clesiana*, LEPSIUS) e *Bositra buchi* abbondante nelle torbiditi sommitali del settore occidentale. Raro il nannoplancton calcareo; i radiolari compaiono abbondanti a partire dal Dogger. Ammoniti della Zona a *bifrons* (Toarciano Medio) sono segnalate da BITTNER (1881), presso Ville del Monte. Tra i foraminiferi, abbondanti soprattutto nell'intervallo basale, CASTELLARIN (1972) segnala molte forme, tra cui alcune esclusive del Lias medio (*Orbitopsella* sp.). A causa della presenza di questi fossili rimaneggiati, oltre che per la quasi completa assenza di depositi di piana tidale nel Toarciano sulla Piattaforma Veneta, COBIANCHI e PICOTTI (2001) hanno proposto per questi clasti una provenienza dalla piattaforma Pliensbachiana sottoposta ad erosione.

Il membro D della Formazione del Tofino si è deposto in concomitanza con una trasgressione alla base del Toarciano, che ha portato sedimenti marini profondi a ricoprire un'ampia fascia della precedente piattaforma. A partire dalla fine del Toarciano inferiore le facies di mare basso tendono a riconquistare il terreno perduto, venendosi ad attestare nuovamente al margine della Piattaforma Veneta. Il cambiamento da piattaforma orlata del Lias Medio a piattaforma aperta del Lias superiore e Dogger inferiore, ha prodotto una maggiore efficienza di trasporto in mare profondo dei sedimenti di quest'ultima, con conseguente formazione dei 2 prismi torbiditici visibili in bacino (COBIANCHI e PICOTTI, 2001). Questa unità presenta forti analogie con le Formazioni di Concesio e di Valmaggiora delle Prealpi Lombarde.



Fig. 11 - *Zoophycos* nelle micriti del Toarciano inferiore.

### 3.1.14. - CALCARI OOLITICI DI S. VIGILIO (OSV)

(*Toarciano - Aaleniano inferiore*)

UNITÀ DI PIATTAFORMA DEL CICLO TOARCIANO - AALENIANO

Presente solo ad Est della Linea di Ballino, affiora tra Tenno e Ville del Monte e a Nordest di Ballino. Questa unità è in uso nella letteratura geologica da oltre un secolo ("S. Vigilio Oolithe" di VACEK, 1886).

È costituita da calcari oolitici giallastri a crinoidi ed encriniti oolitiche giallastre, grigie e brunicce verso l'alto, seguite da encriniti rosse. Rare laminazioni incrociate ad alto angolo. Le ooliti, caratterizzate da una tipica struttura radiale a volte interrotta da fini cortici micritici concentrici, sono cribrate da perforazioni di probabile origine fungina o batterica (*microborings*), ove la struttura cristallina originale viene alterata dalla micritizzazione.

L'unità presenta uno spessore massimo di una settantina di metri sul versante nordoccidentale del M. Misone, ma si riduce fortemente verso S e a Tenno è ridotta a non più di 2 - 4 m. In questo settore, l'unità è ricoperta da un crostone ferrifero e fosfatico (2 - 5 cm). Il limite inferiore con il Membro D della Formazione del Tofino è graduale in circa un metro, alla comparsa delle tipiche ooliti. Il limite superiore con il Rosso Ammonitico Veronese è netto, caratterizzato dal livello di *hard ground*.

I fossili presenti sono crinoidi e brachiopodi tra cui *R. clesiana*, (LEPSIUS). Le ammoniti presenti a tetto dell'unità rappresentano diverse zone dell'Aaleniano medio e superiore, come documentato da VACEK (1886) e chiarito da Sturani (1971).

L'ambiente sedimentario è quello di una serie di barre progradanti su una piattaforma aperta a regime idrodinamico elevato.

### 3.1.15. - ROSSO AMMONITICO VERONESE (ARV)

(*Bajociano superiore - Titoniano inferiore*)

Unità di limitato spessore, ma molto caratteristica, è presente presso Tenno, in limitati affioramenti ad Est del Lago omonimo ed a Nordest di Ballino.

La formazione è tripartita nei seguenti principali intervalli (ben noti in letteratura: CASTELLARIN, 1972; FERRARI, 1982; MARTIRE, 1992): alla base circa 5 m di spessore (max) di calcari micritici rossi e rosa, talora giallastri a lamelli-branchi pelagici, con diffusi noduli ferro-manganesiferi a tetto (Bajociano superiore -Bathoniano); seguono calcari micritici rossi lastriformi con selci da rosse a gialle in noduli e letti con intercalazioni di calcari micritici rosa, talora a struttura nodulare, attribuiti al Calloviano-Oxfordiano; nella parte sommitale sono a volte presenti livelli centimetrici di cineriti alterate (argille smectitiche: BERNOULLI e PETERS, 1970). Gli spessori sono di circa 2 - 4 metri.

La parte superiore è costituita da calcari rossi ad Ammoniti con la tipica strut-

tura nodulare, all'interno di una successione generalmente mal stratificata che non supera la decina di metri di spessore (Kimmeridgiano - Titoniano inferiore).

La formazione presenta spessori tra i 10 e i 20 m con frequenti variazioni laterali. Il limite inferiore è netto e paraconcordante sui Calcari Oolitici di S. Vigilio. Il limite superiore è graduale in pochi centimetri, reso visibile dalla scomparsa del colore rosso e della nodularità.

I fossili sono dati da frequenti lamellibranchi pelagici e *Conoglobigerina* sp. nell'intervallo basale. L'intervallo selcifero è povero di macrofossili (rari Aptici) ma ricco di radiolari e raro nannoplankton calcareo. L'intervallo sommitale è molto ricco di ammonoidi variamente disciolti, oltre a rostri di belemniti e rari terebratulidi.

L'ambiente di sedimentazione è ricostruibile come un *plateau* pelagico in progressivo approfondimento, scarsamente rifornito dai fanghi di peripiat-taforma e sottoposto a correnti di fondo di intensità variabile.

### 3.1.16. - SELCIFERO LOMBARDO (SLO)

(*Bajociano superiore - Titoniano inferiore*)

Unità in uso nella letteratura da oltre un secolo, corrisponde a parte degli Hornsteinlagern di SCHWINNER (1918). Affiora bene sulla dorsale tra il Monte Cadria ed il Monte Laroda, presso la Bocchetta degli Slavazi, e nei dintorni della Bocca di Trat. Costituisce la cima del Monte Altissimo.

È formato da radiolariti e diaspri grigio scuri, poi verdi, in strati sottili e medi con intercalazioni di calcari selciferi grigio scuri, quindi rossi.

Al Monte Cadria, è presente un intervallo di 107,9 m misurati in dettaglio (CHIARI, COBIANCHI e PICOTTI in prep.). Alla base 17 m di radiolariti e calcari selciosi verdi con interstrati argillitici (Bathoniano - Calloviano). La percentuale di carbonato è sempre molto bassa (0-20%). Dopo 9 m di copertura, la serie riprende con 26 m di calcari micritici selciosi grigi e grigio-verdi in strati sottili e medi con noduli di selce nera, spesso bioturbati da *Chondrites* (Oxfordiano). A 13,5 m dalla base di questo intervallo è presente un livello di 50 cm di argilliti nere laminate (*black shale*). Ancora 6 m di copertura separano i successivi 8,5 m di radiolariti verdi con selce vitrea in strati medi discontinui a giunti ondulati, con rari interstrati argillitici verdi (Oxfordiano). Seguono 15,5 m di radiolariti rosate e rosse, più calcaree verso l'alto, ove presentano alcune lamine ricche di lamellibranchi pelagici, in strati sottili con interstrati marnosi grigi centimetrici, molto bioturbati (Kimmeridgiano inferiore). Abbondanti noduli di selce rossa e grigio-verde. A 7 m dalla base dell'intervallo è presente un centimetro di smectiti verdine, riferibile ad una cinerite. Questo fa parte di una serie di tufiti dell'Oxfordiano superiore - Kimmeridgiano inferiore che costituiscono un notevole livello guida con carattere regionale (BERNOULLI e PETERS, 1970). La parte sommitale della for-

mazione (nota anche come "Rosso ad Aptici") è qui costituita da 10 m di calcari micritici a radiolari, calcari selciosi e marne bioturbate ad essi intercalate di colore rosso mattone o verdine in strati sottili e medi (Kimmeridgiano superiore e Titoniano inferiore). A 4, 5 m dalla base, un secondo livello cineritico di 7 cm, costituito da una argilla smectitica verdina. Dopo 50 cm un intervallo di 1,8 m a stratificazione discontinua e nodularità diffusa, seguito da una torbidite encrinetica di 30 cm (esclusivamente costituita da frammenti di *Saccocoma* sp.). Questo intervallo nodulare può essere più potente in altre sezioni, come verso il Monte Laroda, oppure può non essere rappresentato (Bocca di Trat).

Lo spessore varia da circa 25 m dei settori a ridosso della Linea di Ballino (Tenno, M. S. Martino) agli oltre 100 del settore del Cadria. Il limite inferiore è netto sul Membro D della Formazione del Tofino e posto alla comparsa delle prime radiolariti verdi; quello superiore con la Maiolica è graduale in pochi decimetri, con scomparsa del colore rosso ed aumento dello spessore degli strati. Localmente (Ballino, M. Lione) il contatto è netto ed erosivo con la litofacies brecciata della Maiolica (Breccia di Ballino, vedi CASTELLARIN, 1972).

Il contenuto fossilifero è dato da abbondanti radiolari, raro nannoplancton calcareo e rare spicole. Nell'intervallo sommitale sono presenti rari aptici, *Saccocoma* sp., lamellibranchi pelagici, Calcisphaerae, ostracodi, Lagenidi e verso l'alto rari Calpionellidi (cfr. *Chitinoidea*).

L'ambiente di formazione è riconducibile ad un bacino sottoalimentato ed in approfondimento, con chiusura verso Est, ove veniva distribuito fango calcareo esportato dalle piattaforme assai lontane e mescolato a radiolari che proliferavano nelle acque superficiali. Molti strati radiolaritici possono essere interpretati come rimaneggiamenti di originari fanghi a radiolari ad opera di correnti di fondo (forse *contour currents*).

### 3.1.17. - MAIOLICA (MAI)

(*Titoniano superiore - Aptiano inferiore*)

Unità di largo uso nella letteratura geologica, affiora estesamente lungo la dorsale che dall'estremità sudoccidentale della Tavola collega Cima Cingla, il Monte Cadria ed il Monte Laroda. È inoltre ben rappresentata a La Rocca e Bocca di Trat, sopra la Val Concei, e tra Cima Salti, con la sua nicchia di frana nel versante orientale, e Cima Penel, nonché nei dintorni di Ballino.

È costituita da calcari micritici compatti bianchi in strati medi e sottili a giunti netti e paralleli, a frattura concoide, ricchi di selce, per lo più scura, in noduli e letti. Nei dintorni di Ballino è stata cartografata una litofacies basale di breccie (MAI<sub>a</sub>) a supporto di matrice in corpi lentiformi, a volte organizzata in più strati intercalati alle calcilutiti (Fig. 12). Questa breccia (Breccia di

Ballino, TRENER, 1909) contiene abbondanti clasti di Selcifero Lombardo, e più raramente di Rosso Ammonitico Veronese e Formazione del Tofino, oltre a megaclasti di Calcare del Misone (si veda la descrizione dettagliata in CASTELLARIN, 1972). La matrice è costituita da micrite fine con abbondanza di microfossili (Tintinnidi) rimaneggiati, che indicano una età non più antica del Valanginiano, età confermata dal nannoplacton calcareo in PICOTTI e COBIANCHI (1996). Al monte Cadria l'intervallo basale (Titoniano superiore) è ricco di *pebbly mudstones* di spessore metrico. L'intervallo medio-alto è caratterizzato generalmente da un aumento in frequenza e dimensioni dei radiolari (Hauteriviano - Barremiano). Nella parte superiore sono frequenti gli interstrati marnosi grigio-verdi, fino a neri verso il tetto della formazione, ove possono raggiungere caratteri di *black shales*. A Est della Linea di Ballino, la Maiolica (in letteratura chiamata a volte Biancone, nome formazionale da abbandonare per sinonimia) è ridotta e lacunosa ed i calcari micritici possono essere rosati fino a rossi.

L'unità ha spessori superiori a 240 metri nel settore occidentale della Tavola (Monte Cadria). Si riduce fino a meno di una decina di metri ad Est. Il limite inferiore sul Selcifero Lombardo è netto in presenza della Breccia di Ballino, e graduale in pochi centimetri sia sulle facies di Rosso ad Aptici che sul Rosso Ammonitico Veronese. Il limite superiore, ad Est della Linea di Ballino è netto e paraconcordante con la formazione della Scaglia Rossa, è graduale in pochi centimetri o marcato da un *black shale* di oltre 40 cm ("Livello Selli") laddove la Maiolica è seguita dalla Scaglia Variegata. La comparsa di argilliti nere e policrome segna in modo netto il limite superiore tra la Maiolica e la sovrastante Marna di Bruntino ad Est della Val Concei.

La Maiolica è ricca da un punto di vista micropaleontologico, con abbondante nannoplancton calcareo, frequenti tintinnidi (Titoniano superiore-Valanginiano) e radiolari.

L'ambiente di formazione è rappresentato da un bacino profondo alimentato da abbondante pioggia planctonica e da risedimenti fini provenienti dalle lontane piattaforme. Nel loro insieme questi depositi sono stati ridistribuiti da correnti trattive diluite: il loro carattere di torbidi pelagiche è evidenziato soprattutto dalle notevoli variazioni di spessore e disposizione stratale tra bacino ed alto strutturale. La Breccia di Ballino è interpretabile come uno o più episodi di frantumamento sottomarino (SCHWINNER 1918, CASTELLARIN, 1972).

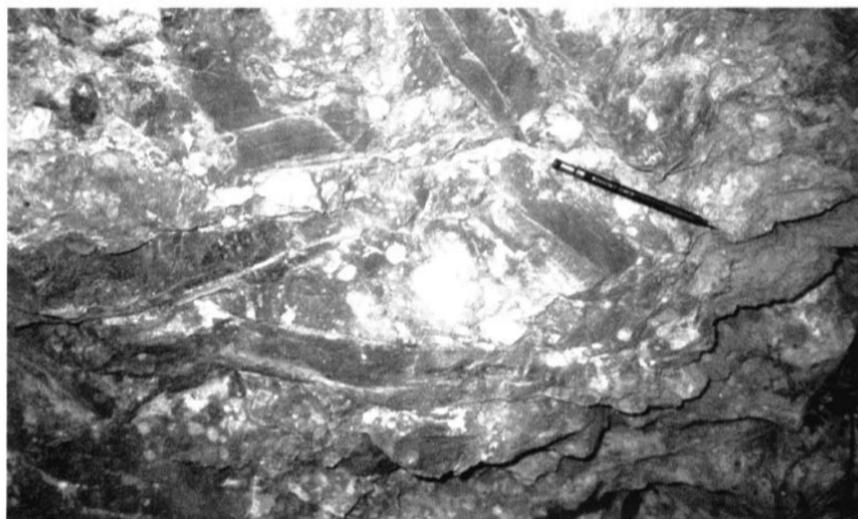


Fig. 12 - L'intervallo basale brecciato della Maiolica (Breccia di Ballino auct.) sul sentiero per Monte Lione. Si notano rari clasti chiari di Maiolica e abbondanti frammenti di strati radiolaritici (Selcifero Lombardo).

### 3.1.18. - MARNA DI BRUNTINO (BRU) (Aptiano inferiore - Albiano superiore)

Presente solo nel settore sudoccidentale, questa unità tipica del Cretaceo Lombardo e istituita da PASSERI (1969) viene utilizzata per la prima volta nel settore delle Giudicarie. I limitati affioramenti permettono osservazioni stratigrafiche solo in Val Croina, presso il ponte sul Torrente Massangla.

È costituita da marne e calcari marnosi, di color rosso vinato alla base, poi prevalentemente neri e verdastri, in strati spessi e continui, alternati a formare coppie marna-calcareo di spessore notevole. Le marne sono spesso bioturbate da *Chondrites*.

Gli spessori sono di circa 50 m, costanti nell'area di affioramento. Il limite inferiore è netto marcato da strati medi di calcilutite marnosa rosso vinata in sovrapposizione a quelli nerastri del tetto della Maiolica. Il passaggio alla sovrastante unità (Sass de la Luna) è graduale, dato dal prevalere dei calcari sulle marne e dal progressivo schiarimento del colore.

Il contenuto fossilifero è molto povero e dato da radiolari, nannoplancton calcareo e rari foraminiferi di piccole dimensioni (*Ticinella* sp., *Hedbergella* sp.).

L'ambiente di formazione di questa unità, eteropica con l'intervallo basale della Scaglia Variegata, è quello di una piana di bacino in cui ciclicamente si alternavano apporti fini carbonatici e terrigeni, depositi da correnti gravitative diluite.

**3.1.19. - SASS DE LA LUNA (SDL)**  
(*Albiano superiore - Cenomaniano*)

Questo nome formazionale è in uso da oltre un secolo nella letteratura geologica delle Prealpi Lombarde: esso venne utilizzato per la prima volta nel settore delle Giudicarie. Affiora in Val Croina ove è stato segnalato da CASTELLARIN (1977), ed in Val dei Molini (a monte di Lenzumo).

Si tratta di calcari micritici in strati medi, continui e a giunti netti, a frattura concoide, di colore da verdino a grigio chiari, bioturbati da *Chondrites* e ciclicamente alternati a marne grigie.

In Val Croina, a tetto dell'intervallo, con passaggio graduale in circa 2 m, sono presenti calcari marnosi rosso vinato con stratificazione irregolare evidenziata da giunti stilolitici, con rare intercalazioni di calcari micritici rosati, per uno spessore di 5 - 8 m. Questo intervallo, che si può correlare con le Marne Rosse della Sequenza Cenomaniana del Bacino Lombardo (BERSEZIO e FORNACIARI, 1988), si espande notevolmente verso NE (alta Valle del T. Massangla, Val dei Molini) dove è stato cartografato come Scaglia Rossa.

Lo spessore è di 80 m in Val Croina, forse arriva al centinaio in Val dei Molini. Il limite inferiore con la Marna di Bruntino è graduale. Il limite superiore con la Formazione di Val d'Agola a Sudovest è netto, posto alla comparsa di marne grigio-verdi e delle prime areniti. A Nordest la formazione passa superiormente alla Scaglia Rossa, inclusiva delle marne rosse, con limite graduale in circa 2 m.

I foraminiferi planctonici sono abbondanti, *Hedbergella sp.* e *Ticinella sp.* alla base e *Rotalipora appenninica* (RENZ) nella parte alta. Nelle marne rosse sommitali è presente *R. cushmani*.

Questa unità, sostituita lateralmente dalla Scaglia Variegata e Rossa nei settori centrali e orientali del Foglio, si è deposta ad opera di correnti gravitative diluite nei settori più depressi del bacino.

**3.1.20. - SCAGLIA VARIEGATA ALPINA (SVA)**  
(*Aptiano inferiore - Cenomaniano*)

Presente nei dintorni di Ballino, tra il M. Leone e la Val d'Inferni, sulla strada forestale per la Rocchetta di Ballino e sulla strada per Laghesolli, poco oltre il paese. L'unità è stata informalmente utilizzata nella letteratura geologica, come membro della "Scaglia Lombarda" ad esempio nel foglio 47 "Brescia" (BONI *et al.*, 1970). L'aggettivo "alpina" serve a distinguerla dall'omonima unità dell'Appennino centrosettentrionale, che ha però età differente (Eocene); questa nomenclatura rischia di ingenerare confusione ed andrebbe rivista (magari utilizzando al posto di Scaglia Variegata Alpina la nomenclatura appenninica: Marne a Fucoidi).

L'unità consiste in marne nerastre, rosso porpora e verdine, intercalate a cal-

cari micritici grigio-verdi o biancastri a radiolari e spesso bioturbati (*Chondrites*), in strati medi, sempre più frequenti verso l'alto. Alla base sono presenti locali argilliti nere (*black shales*, "Livello Selli"). La parte sommitale della successione comprende una ventina di metri di calcari bianchi con interstrati marnosi grigi, ricchi di foraminiferi del Cenomaniano (a volte distinta in altri settori come "Scaglia Bianca" *Auctt.*).

Subito ad Est di Ballino si possono riconoscere circa 35 m di marne grigie e nere alternate a calcari in strati medi grigio-verdi, a radiolari e Ticinelle, ricchi di *Chondrites*, correlabili con la Marna di Bruntino, seguiti da circa 50 m di calcari grigio-chiari con marne grigie di interstrato a Rotalipore, correlabili con il Sass de la Luna. Gli ultimi 15 m sono costituiti da calcari bianchi e rosati, con sottili marne di interstrato, correlabili con la "Scaglia Bianca" del Ticinese. Gli ultimi decimetri di successione presentano strati molto bioturbati ove si alternano colori rossi e grigio-verde, a suggerire variazione delle condizioni di ossigeno al fondo. Sono presenti anche livelli centimetrici di sabbie a foraminiferi costituiti da sole Rotalipore, selezionati da correnti di fondo a debole competenza (contouriti), che avrebbero asportato la micrite, accumulando i foraminiferi. Questi ultimi eventi di diminuzione del tasso di sedimentazione potrebbero essere correlabili al "Livello Bonarelli" dell'Appennino settentrionale e livelli anossici ad esso prossimi.

Lo spessore varia dai 50 agli oltre 100 m. Il limite inferiore sulla Maiolica è posto alla comparsa delle argilliti nere o comunque all'aumento del contenuto marnoso. Il limite superiore con la Scaglia Rossa è graduale in pochi decimetri alla comparsa dei litotipi calcareo-marnosi rosso-mattone.

Ricca dal punto di vista micropaleontologico, oltre all'abbondante nannoplancton calcareo si riconoscono radiolari soprattutto nell'intervallo basale, Ticinelle ed Hedbergelle nell'intervallo mediano e frequenti Rotalipore nell'intervallo sommitale, tra cui *R. cushmani* del Cenomaniano superiore.

L'unità rappresenta un settore marginale del bacino, eteropica alla Marna di Bruntino e Sass de la Luna, con alternanza tra sedimentazione di emipelagiti e torbiditi pelagiche. Ad Est della linea di Ballino, l'intervallo corrispondente è per lo più assente o rappresentato da facies di Scaglia Rossa.

### 3.1.21. - SCAGLIA ROSSA (SAA)

(*Cretacico superiore - Eocene inferiore*)

Unità informale in uso nella letteratura per indicare l'insieme dei depositi marnoso-calcarei del Cretaceo superiore - Eocene, è molto utilizzata sia in Alpi Meridionali che in Appennino. Affiora presso il T. Magnone tra Pranzo e Tenno, presso il Rio Ruzza ad Ovest di Ballino, ove è stata descritta da CASTELLARIN (1972). Inoltre è presente in limitati affioramenti nel settore occidentale.

È costituita da calcari micritici a foraminiferi e marne calcaree rossi e rosati

in strati sottili e medi a giunti netti o stilolitici. Ad Est della Linea di Ballino, l'unità è prevalentemente calcarea, a volte selcifera soprattutto nell'intervallo inferiore, mentre il suo contenuto in marna aumenta verso l'alto. Ad Ovest della predetta Linea, l'unità è marnosa sin dalla base e verso l'alto comprende sottili strati di areniti quarzose ricche di matrice, nonché una diffusa frazione siltitica-arenitica fine di quarzo e miche terrigene. L'intervallo sommitale marnoso e a volte laminato, presenta ancora dispersa una frazione terrigena e alcuni strati sottili di calcilutiti a foraminiferi planctonici Terziari. Nei settori più occidentali sono presenti marne calcaree rosse e rosso porpora con intercalazioni di calcilutiti rosate in strati medi a giunti netti.

Gli spessori variano da poche decine di metri nei settori occidentali (T. Massangla, Val dei Molini) a 37 m presso Tenno (CASTELLARIN, 1972), fino a circa 250 m presso il Rio Ruzza, ad Ovest del paese di Ballino. Il limite inferiore con la Scaglia Variegata ed il Sass de la Luna è graduale in pochi decimetri. Ad Est della Linea di Ballino, il limite inferiore è netto e paraconcordante sulla Maiolica. Il limite superiore è graduale con la Formazione di Ponte Pià, con la scomparsa del colore rosso in circa 10-100 cm.

Il ricco contenuto fossile permette di attribuire la successione del T. Massangla e della Val dei Molini al Cenomaniano superiore - Coniaciano. La potente successione di Rio Ruzza, studiata da CASTELLARIN (1972) presenta i massimi spessori e le facies silicoclastiche più grossolane nel Campaniano - Maastrichtiano, e comprende il Paleocene e l'Eocene inferiore. Nel settore ad Est della Paleolinea di Ballino la base dell'unità è in paraconformità sulla Maiolica e l'età della sua base è Santoniana (*G. concavata*, CASTELLARIN, 1972).

L'unità si è deposta al margine di un bacino profondo e sopra un altofondo pelagico in condizioni prevalentemente emipelagiche, con sporadica intercalazione di torbiditi sottili, sia quarzarenitiche che calcilutitiche. Queste torbiditi rappresentano eventi di tracimazione delle correnti che distribuivano sedimento nelle zone più depresse. La formazione è dunque eterotipica con la Formazione di Val d'Agola.

### 3.1.22. - FORMAZIONE DI VAL D'AGOLA (VAG)

(*Turoniano - Luteziano*)

Viene indicato con questo nome formazionale, introdotto da CASTELLARIN (1972), una unità prevalentemente di origine terrigena depostasi negli ambienti marini più depressi. Tale unità viene divisa in tre membri: i primi due corrispondono alla Formazione di Val d'Agola descritta da CASTELLARIN (1972), mentre il terzo membro viene descritto e formalizzato per la prima volta nel presente lavoro. Affiora in Val Croina, in Val dei Molini e a nord di Ballino (estremità nordorientale della Tavola).

**3.1.22.1. - Membro A (VAG<sub>1</sub>)**  
(*Turoniano - Santoniano*)

È l'unità più diffusa arealmente, corrisponde al membro inferiore di CASTELLARIN (1972).

Questo membro è costituito alla base da marne grigio-verdi con orizzonti più argillitici verdi o nerastrì, laminati, alternati a calcisiltiti ed areniti fini per circa 25 m (Cenomaniano superiore? - Turoniano). Questo orizzonte è presente solo in Val Croina e verso Nord passa lateralmente a facies di Scaglia Rossa. Seguono circa 50 m di calcisiltiti con noduli di selce rossa alternate ad areniti quarzoso-feldspatiche, interstratificate con marne grigie e rosse (Turoniano - Coniaciano). Quindi seguono marne brune, a volte grigie, argillose e siltose, con intervalli potenti anche decine di metri di areniti torbiditiche in strati spessi. Queste ultime sono quarzareniti, meno frequentemente litareniti gradate, con intervalli Tb - Td di Bouma e abbondanti tracce fossili tipo *Helminthoidea*. In Val Croina sono presenti alcuni strati paraconglomeratici a clasti calcarei a supporto di matrice arenitica.

Lo spessore è difficile da valutare: in Val Croina l'unità è troncata tettonicamente, e anche a nord di Ballino le deformazioni sono molto intense. Tuttavia esso è superiore ai 250 m. Il limite inferiore, ben osservabile in Val Croina è netto sul Sass de la Luna o sulla Scaglia Rossa, alla comparsa delle prime areniti grigie. Il limite superiore, non visibile in dettaglio, è marcato da un intervallo di marne rosse, attribuite da CASTELLARIN (1972) al Campaniano.

L'unità è molto povera di fossili: si sono riconosciuti foraminiferi del Turoniano alla base della successione in Val Croina, mentre non sono rinvenuti foraminiferi a Nord di Ballino.

L'ambiente di sedimentazione è un bacino profondo alimentato da torbiditi provenienti da Nord (CASTELLARIN, 1976). L'unità è eteropica con la Scaglia Rossa.

**3.1.22.2. - Membro B (VAG<sub>2</sub>)**  
(*Campaniano - Maastrichtiano*)

Visibile solo presso la cima del dosso prospiciente la torbiera di Fiavè, questa unità corrisponde al membro superiore dell'omonima formazione di CASTELLARIN (1972).

Questo membro consiste di marne calcaree e siltose rossastre, con rari foraminiferi, alternate verso l'alto ad areniti ibride e calcisiltiti grigie laminate e di marne argillose brune e rosate.

Lo spessore, difficilmente valutabile nell'area di Ballino a causa dell'intensa tettonizzazione che ne maschera anche il limite inferiore, si può stimare intorno ai 120-180 m. Non sono stati riconosciuti i potenti intervalli di calcitorbiditi grossolane descritti da CASTELLARIN (1972) nel settore di Madonna di Campiglio - Val di Sole. Il limite superiore, anch'esso coperto, è stato posto alla prima inter-

calazione calcarenitico-ruditica.

I rari foraminiferi presenti sono frammentati, ma le loro grandi dimensioni ne suggeriscono una età Campaniano-Maastrichtiana, in linea con le determinazioni di CASTELLARIN (1972).

L'ambiente di formazione è ancora una piana di bacino, raggiunta da correnti di torbidità. L'unità è eteropica con la Scaglia Rossa.

### 3.1.22.3. - Membro C (VAG<sub>3</sub>) (Ypresiano - Luteziano)

Presente sul dosso prospiciente la torbiera di Fiaavè e nell'incisione del Duinella (PIFFER, 1996), questa unità viene descritta nell'area per la prima volta. È costituito da marne grigie, areniti e siltiti ibride quarzoso-bioclastiche, laminate, in strati medi a giunti netti, con interstrati marnosi e calcitorbiditi grossolane nummulitiche. Frequenti intercalazioni di calcari micritici compatti bianchi, con abbondanti resti di radiolari e di foraminiferi planctonici, a volte caratterizzati da base erosiva. La componente terrigena è dominata da quarzo, di norma monocristallino e subarrotondato, in percentuali fino al 30% del volume. Presenti inoltre intraclasti, glauconite in granuli ed all'interno di micropori dei bioclasti, nonché una diffusa componente bioclastica, a volte rimaneggiata (presenza di *M. eugubina* del Paleocene inferiore).

Gli spessori sono valutabili intorno ai 80-150 m. I limiti inferiore e superiore non sono osservabili.

Le ricche associazioni planctoniche delle calcilutiti presentano *A. bullbroochi*, *M. aragonensis*, radiolari, mentre le calcitorbiditi grossolane, di provenienza da piattaforme, presentano *N. partschi* ed associazioni a *Nummulites* sp., *Asterigerina* sp., *Discocyclusina* sp. dell'Eocene inferiore e medio. L'assenza del Paleogene potrebbe essere dovuta alla copertura del limite con il membro sottostante. Se anche presente, tuttavia, l'intervallo Paleogenico dovrebbe essere rappresentato da spessori ridotti.

L'ambiente di formazione di questa unità, eteropica con la Formazione di Ponte Pià, è simile a quello descritto per i membri inferiore e medio.

### 3.1.23. - FORMAZIONE DI PONTE PIÀ (FPP) (Ypresiano - Luteziano)

Questa unità è stata proposta nell'ambito del Progetto CARG-PAT per descrivere un intervallo di prevalenti calcari e marne, descritti in dettaglio da CASTELLARIN (1972) lungo la Strada Statale n. 237 presso Ponte Pià (tra Ponte Arche e Tione di Trento, Foglio n. 059 "Tione di Trento"), ed è stata estesa a tutto l'intervallo noto in letteratura come "Scaglia cinerea" o "Scaglia grigia", anche per evitare problemi di sinonimia con formazioni più recenti dell'Appennino

centro-settentrionale. Affiora limitatamente a Nord di Ballino e sul T. Magnone sotto Pranzo.

Ad Est della Linea di Ballino l'unità si presenta come una successione di marne calcaree grigio-verdi in strati poco definiti da giunti stilolitici, con rare intercalazioni di calcilutiti chiare a foraminiferi. A Ovest della Linea è costituita da marne argillose un po' più scure in strati medi a giunti netti, con intercalazioni più frequenti di calcilutiti. Data la limitatezza degli affioramenti e l'assenza della parte alta della successione non è stata osservato l'intervallo torbiditico sommitale.

Gli spessori (incompleti) sono di circa 40 m. Il limite inferiore, graduale in pochi decimetri, è posto alla variazione di colore da rosso a grigio-verde.

Sono presenti foraminiferi planctonici, nannoplancton calcareo e rari radiolari. Tra i primi si segnalano frequenti *Morozowella* sp., e *Acarinina* cf. *bullbrooki*.

L'ambiente di formazione è di un margine di bacino a sedimentazione prevalentemente emipelagica, con aumento dell'influsso torbiditico verso Ovest. L'unità è eteropica con il membro superiore della Formazione di Val d'Agola.

#### 4. - FORMAZIONI CONTINENTALI QUATERNARIE

Nella Tavola "Roncone" le unità continentali, per lo più quaternarie, sono state cartografate secondo un criterio genetico e litologico. Questo classico criterio rende facilmente leggibile l'interpretazione dei corpi, senza però poter dare conto della loro stratigrafia. In questo paragrafo verranno descritti i principali caratteri di tali unità utilizzando un criterio stratigrafico, seppure molto ampio, che permetta al lettore di ricostruire un quadro evolutivo degli eventi sedimentari nella Tavola in oggetto. Questo criterio stratigrafico organizzato secondo unità a limiti inconformi, sarà invece utilizzato nella legenda del Foglio a scala 1:50.000 "Riva del Garda", attualmente in fase di realizzazione.

Il colore di fondo dei depositi continentali è differente per i depositi attuali e recenti (giallo) rispetto a quelli antichi (verde). Questa indicazione di età relativa deve essere presa come una indicazione generale, in cui "antico" si riferisce ai corpi sedimentari messi in posto in condizioni morfoclimatiche differenti, anche significativamente, da quelle attuali. I corpi attuali e recenti sono quelli in cui i processi che hanno condotto alla loro deposizione possono essere considerati attivi o potenzialmente attivabili.

La distribuzione dei depositi continentali varia in relazione inversa alle quote e diretta all'ampiezza dei fondovalle. Questo fatto è dovuto all'azione combinata della maggiore erosione alle alte quote legata a fattori climatici ed agli alti valori di acclività dei versanti. L'evoluzione paleogeografica dei ghiacciai principali, infine, ha controllato la possibilità di depositare spessori anche notevoli di sedimenti nei fondovalle principali. In particolare, alcune valli, come la Val Gaverdina o la Valle del Torrente Magnone sono caratterizzate da successioni con spessori di parecchie decine di metri, fino ad oltre 70 m. L'erosione è il processo che ha prevalso nell'evoluzione postglaciale, attraverso lo sviluppo di nuove incisioni fluviali, per lo più allineate secondo le precedenti direttrici di pendio: per questo motivo i migliori affioramenti sono visibili presso gli orli delle scarpate erosive o di frana.

#### 4.1. - DEPOSITI PRECEDENTI ALL'ULTIMO PLENIGLACIALE

##### 4.1.1. - CONGLOMERATO DEI COGOLOTI

(?Pliocene - Pleistocene pre-450.000 B.P.)

Il Conglomerato dei Cogoloti, costituente il dosso a Nord di Malga Cogorna, è stato per la prima volta riconosciuto durante i rilievi del progetto CARG-PAT e viene descritto in queste note, anche se compare in carta come deposito di contatto glaciale. Si tratta di un affioramento isolato in cima alla cresta dei Cogoloti, sul M. Cogorna, in cui l'unità si presenta notevolmente erosa. È formato da clasti di dimensione ghiaiosa, subspigolosi e di sola provenienza locale (Formazione del Tofino, Membro B), a tessitura aperta e medio grado di addensamento e con cementi calcitici di variabile abbondanza. La stratificazione, a tratti superiore al 60% presenta classiche geometrie clinostatificate con progradazione verso Nord. Lo spessore affiorante è di circa 30 m. Il limite inferiore è netto ed erosivo sul Membro B della Formazione del Tofino, il limite superiore è dato dalla superficie topografica; solo nei pressi della cima questa è prossima all'antica superficie deposizionale (*toplap*).

L'attribuzione di età è stata tentata con il metodo U/Th presso il Museo Tridentino di Scienze Naturali (A. Borsato), ed i risultati indicano un'età più antica del limite di risoluzione del metodo, ossia superiore a 450.000 anni B.P. Date le caratteristiche dell'affioramento e la sua totale incompatibilità con la forma attuale della valle, si propone per esso una età molto antica. L'unità si è deposta in uno specchio d'acqua di ignote dimensioni e livello di base, come delta-conoide alimentato da brevi corsi d'acqua che trasportavano per lo più detrito asportato dai locali versanti. La genesi di questo corpo potrebbe essere quindi di un delta conoide di un lago effimero sostenuto da ghiacciai alla confluenza tra il ghiacciaio della Val Marcia e quello della conca di Fivè, durante una espansione glaciale molto antica, in cui livello dei ghiacciai era circa 300 m di quota più alto dell'ultima massima espansione glaciale tardopleistocenica. In alternativa, il deposito si sarebbe originato ad una quota inferiore prossima al fondovalle e successivamente sollevato.

##### 4.1.2. - DEPOSITI GLACIALI ANTICHI

Si tratta di un piccolo lembo di depositi glaciali ("morenico scheletrico"), presente in un vallone a Nord di Malga Misone (settore orientale della tavola). Tale deposito prosegue anche nella vicina Tavola "Arco", a partire da una quota di circa 1500 m, cioè circa 150 m oltre il limite del ghiacciaio dell'ultima espansione glaciale riconosciuto nella stessa Tavola.

#### 4.1.3. - DEPOSITI LACUSTRI ANTICHI

Nel settore sudoccidentale della tavola (Val Concei) sono presenti depositi lacustri attribuiti ad un "Paleolago alto di Ledro" (meglio sviluppato nella Tavola "Bezzecca"). Si tratta di un lago di sbarramento glaciale, in passato già ipotizzato da TREVISAN & TONGIORGI (1958), sbarrato a quote molto alte (dai 1100 agli 800 m circa) e sostenuto da lingue di ghiaccio insinuate in Val d'Ampola (Ghiacciaio del Chiese) ed in Val Ponale (Ghiacciaio dell'Adige-Garda), che tuttavia lasciavano sgombro dai ghiacci la parte centrale della valle. Non sono tuttavia stati ritrovati resti di eventuali argini morenici a quote corrispondenti a quelle lacustri. Depositi lacustri, da limosi a ghiaioso-conglomeratici, si ritrovano soprattutto nelle Valli Concei, Molini e Croina. Si tratta di limi argillosi ed in minor misura carbonatici (sopra Locca). In alta Val Croina i depositi sono essenzialmente limosi e ocracei a causa dell'intensa alterazione. In questa valle, a quote inferiori i 970 m, sono prevalenti i depositi ghiaiosi, che allo sbocco della valle denotano clinostratificazioni tipiche da delta lacustre progradante (tra q. 850 e 900 m). L'alimentazione era data dalla Val Cadrè (NW), in quanto si è riscontrata una maggiore frequenza di ghiaie alle quote alte; inoltre tale valle si raccorda ad Ovest con una sella da transfluenza glaciale proveniente dalla Val Giudicarie (fuori carta a q. 1300 circa), i cui scaricatori potevano alimentare il sistema. In generale questi depositi si presentano pedogenizzati, soprattutto nelle pendici esposte a Sud, con suoli arrossati e molto sviluppati, fino ad uno spessore di 1 m (Fig. 13).

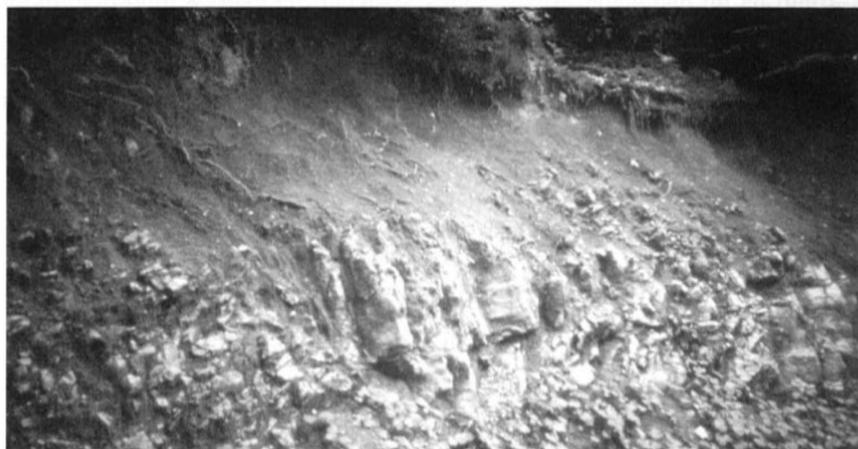


Fig. 13 - Limi lacustri del paleolago alto di Ledro, abbondantemente rubefatti. Versante a Nord di Bezzecca.

#### 4.1.4. - DEPOSITI DI FRANA ANTICHI

Nel settore a monte del paese di Roncone è presente una frana che interessa tutto il versante Est del M. Cengol. Si tratta di un corpo di estensione notevole formato da blocchi di Calcare di Angolo e da copertura quaternaria scivolati sull'intervallo ricco di peliti della Formazione del Serla in giacitura a franapoggio. Alla base del corpo sono presenti evidenti deformazioni nei conglomerati di conoide affioranti in valle Arnò. Non sono state rilevate evidenze di movimento recente.

### 4.2. - DEPOSITI LEGATI ALL'EVOLUZIONE DELL'ULTIMO PLENIGLACIALE - TARDIGLACIALE

#### 4.2.1. - DEPOSITI GLACIALI

Le evidenti tracce lasciate dall'ultima grande espansione glaciale permettono una descrizione non solo limitata alla litologia dei depositi, ma estesa anche all'evoluzione paleogeografica. Durante l'ultimo acme glaciale, così come in quelli precedenti, l'area della tavola in esame era percorsa da due rami del grande ghiacciaio vallivo Adamello-Adige-Garda. La Val Giudicarie nel settore di Roncone era percorsa da Nordest verso Sudovest, il solco di Ballino da Nord verso Sud. Questi due rami, che poco a Nord (Tavola "Tione di Trento") costituivano una unica massa di ghiaccio, non si sarebbero più incontrati nel loro cammino verso la pianura.

I depositi glaciali variano la loro tessitura in funzione della loro posizione rispetto alla massa glaciale: i depositi di alloggiamento (o depositi di fondo) sono costituiti da un diamicton in cui i clasti, sostenuti da matrice limoso-argillosa normal- (o a volte sovra-) consolidata, presentano tracce di abrasione soprattutto se sono di natura carbonatica. Affiorano saltuariamente, in quanto ricoperti da depositi lacustri o di contatto glaciale successivi, nel settore nordorientale della tavola, a costituire un dosso allungato in senso Nord-Sud (*drumlin*) presso la torbiera di Fiavè, (Dos Gustinaci, v. Par. 6.2). I sondaggi svolti per la caratterizzazione di quest'ultimo hanno confermato la presenza di depositi glaciali di alloggiamento al di sotto di depositi lacustri nell'attuale torbiera (BROCHIER *et al.*, 1988). Tra i clasti sono presenti, oltre ai carbonati, tonaliti e paragneiss, a suggerire la presenza di lingue di ghiaccio provenienti sia dall'Adamello che dal bacino dell'Adige. Tali depositi ricoprono il substrato roccioso e presentano spessori metrici, molto variabili lateralmente. Un piccolo affioramento di diamicton è presente anche a Sudest di Pranzo, ed è stato associato al ghiacciaio che fluiva da Nord per la presenza di clasti tonalitici.

I depositi di ablazione, molto più abbondanti dei precedenti, sono descrivibili come diamicton a sostegno clastico, con matrice limoso-sabbiosa e granulometria molto variabile. Per lo più questi depositi costituiscono rilievi allungati, interpretati come argini laterali, organizzati a quote decrescenti nella Val

Giudicarie e nel solco di Ballino. Spesso questi argini, deposti durante stadi di avanzamento nel periodo terminale della glaciazione, si sviluppano al di sopra di preesistenti dossi rocciosi montonati (*rock drumlin*). Questi depositi sono spesso parzialmente ricoperti da depositi di contatto glaciale o depositi di versante. In Val Giudicarie argini laterali, ad abbondante componente tonalitica, sono visibili intorno ai 1380-1240 m di quota sul versante orientale, ed a quote comprese tra i 1150 ed i 950 m su entrambi i versanti. Gli argini presentano a volte convessità verso monte laddove il ghiacciaio si insinuava in un vallone, come a Nord di Malga Ringia. Resti di argini insinuati in Val Gaverdina sono stati rilevati intorno a q. 1000 nel versante Nord, all'imbocco della valle. Gli argini presenti a basse quote a Nord di Roncone sono legati ad una fase stadiale di una lingua proveniente dall'Adamello attraverso la Val di Bondo.

Nel solco di Ballino, depositi di ablazione, ancora ricchi in clasti tonalitici, costituiscono gli argini laterali visibili all'estremità nordorientale della Tavola tra q. 1000 e q. 800, oltre che sul versante Ovest del Lago di Tenno sopra i 1100 m di quota. Nella valle del T. Albola è visibile un argine a q. 1080, presso Malga Grassi, legato ad una lingua insinuata dal ghiacciaio principale. I depositi posti a quote basse presso il fondovalle a Nord del Passo di Ballino e presso il lago di Tenno, nonché a Sud di Pranzo, sono molto diversi come composizione dei clasti. Questi sono costituiti quasi esclusivamente da carbonati, in particolare sono presenti clasti provenienti dalla Val del Sarca, tra cui calcareniti dell'Eocene e calcari del Rosso Ammonitico Veronese. La curvatura degli argini e la provenienza dei clasti documenta la presenza di una lingua di ghiaccio insinuata da Sud (conca di Arco) ed alimentata da un ghiacciaio presente nella Valle del Sarca, successivamente alla disattivazione della trasfluenza proveniente da Nord (conca di Fivà-Bleggio).

A fasi stadiali più recenti si devono attribuire gli abbondanti depositi di ablazione presenti nelle valli laterali ai piedi dei circhi glaciali principali. I clasti sono spesso subspigolosi e di grandi dimensioni (blocchi) e di natura esclusivamente locale. Questi depositi sono organizzati come argini laterali e frontali ben visibili nella parte sommitale delle valli esposte a settentrione.

#### 4.2.2. - DEPOSITI DI CONTATTO GLACIALE

La presenza di ghiacciai vallivi ha comportato l'innalzamento del livello di base di tutte le valli tributarie della Val Giudicarie e del Solco di Ballino, con conseguente deposizione dei materiali trasportati dai corsi d'acqua locali, che interagivano con i torrenti sopraglaciali che scorrevano al bordo del ghiacciaio. Lembi residui di questi depositi, comprendenti diverse facies e talora associati a paleosuperfici sommitali (terrazzi di *kame*), sono stati descritti genericamente come depositi di contatto glaciale.

In Val Giudicarie sono presenti ghiaie compatte in abbondante matrice sab-

biosa, debolmente cementate, a clasti prevalentemente carbonatici, con stratificazione poco evidente, a quote comprese tra i 1450 e gli 800 m. Si tratta di qualche metro di spessore di depositi che ricoprono il substrato roccioso ed i depositi glaciali di ablazione. A oriente di Roncone formano alcune evidenti superfici terrazzate. La Val Gaverdina, principale affluente del versante orientale della Val Giudicarie, è stata sbarrata nei vari eventi stadiali descritti in precedenza, l'ultimo dei quali (a q. 920 m) ha creato una conca lacustre di sbarramento, i cui depositi sono visibili nel fondovalle a circa 500 m dall'imbocco della valle. Si tratta di alcuni metri di limi grigi privi di strutture, ricoperti da ghiaie clinostatificate di delta glaciolacustre. Le clinostatificazioni immergono verso Est, cioè verso monte e documentano l'importanza degli apporti provenienti dai torrenti sopra-glaciali del ghiacciaio vallivo. A tetto della successione, potente circa 20 m, sono presenti ghiaie di provenienza della Val Gaverdina, a documentare il progradare di una piana alluvionale alimentata dai circhi locali. I depositi associati a questa progradazione costituiscono i terrazzi della porzione mediana della valle e sono stati osservati sino a circa 1600 m di quota. Probabilmente tali depositi risalivano la valle mano a mano che procedeva la deglaciazione dei circhi locali.

Nel solco di Ballino sono presenti depositi sul versante occidentale sopra il Lago di Tenno, ma i più estesi sono presenti nella valle del T. Albola, tra Malga Grassi e Campi e nella valle del T. Magnone a Sud del Lago di Tenno. In entrambi i casi i depositi erano trasportati dai rispettivi torrenti e si appoggiavano ai vari livelli del ghiacciaio vallivo in fase di arretramento, creando superfici terrazzate a gradinata. Nel caso di Campi si tratta del ritiro del ghiacciaio proveniente da Nord, mentre a Sud di Tenno il riempimento della valle, con spessori di diverse decine di metri, è avvenuto col ritiro di quello successivo insinuato da Sud. Le ghiaie in matrice sabbioso-limosa di questi depositi sono quindi di origine locale (trasportate dal T. Magnone).

#### 4.2.3. - DEPOSITI LACUSTRI

Conche lacustri di varia dimensione si sono sviluppate a più riprese durante le fasi di deglaciazione, legate di norma allo sbarramento prodotto dal momentaneo avanzamento delle masse glaciali ("fasi stadiali"). Alcuni di questi depositi sono stati successivamente ricoperti e sono visibili solo in piccoli affioramenti non cartografabili, come in bassa Val Gaverdina (v. paragrafo precedente), o come ad Ovest del Lago di Tenno, ove limi lacustri sono presenti a circa 610 m di quota, al piede della frana di Tenno, dove sono stati riscontrati anche nei sondaggi (v. paragrafo 7.3).

Nella conca di Fiaavè, tra q. 730 e 670 m, i depositi lacustri sono rappresentati soprattutto da limi argillosi grigi non stratificati con una laminazione poco accentuata. Localmente si intercalano ghiaie carbonatiche alimentate da una fonte posta in Val Marcia (per la presenza di clasti del Membro A della Formazione del

Tofino). Questi depositi, che si sovrappongono sia al substrato che, più verso la conca, ai depositi glaciali, si sono formati in un ampio lago che occupava la conca di Fivà-Bleggio, sbarrato da un ghiacciaio posto in val del Sarca.

Nella bassa valle del T. Sacher (torrente, non torta!), ad Ovest della Val Concei, sono presenti a quote comprese tra i 760 ed i 740 m ghiaie clinostratificate, attualmente incise e profondamente erose nel tratto vallivo della tavola (Fig. 14), legate alla progradazione di un delta-conoide entro al Lago di Ledro. Durante l'ultimo pleniglaciale, infatti il lago raggiungeva la quota dell'argine di Molina di Ledro (Tavola Bezzecca) posto a circa 765 m.



FIG. 14 - Ghiaie clinostratificate nella parte bassa della valle del T. Sacher, legate allo stazionamento alto del Lago di Ledro nell'ultimo pleniglaciale.

#### 4.2.4. - DEPOSITI COLLUVIALI

Depositi limosi alterati di spessore metrico affiorano sul crinale a Nord del M. Laroda. Si tratta di sedimenti di possibile origine loessica colluviati in ambiente periglaciale che sono rimasti preservati sulla cresta a fianco al ghiacciaio del circo del Laroda. Presentano un piccolo orlo di scarpata rettilineo verso il circo ed un orizzonte pedogenico parzialmente rubefatto di circa 50 cm.

#### 4.2.5. - DEPOSITI DI FRANA

Un ingente accumulo di frana è presente a Sud del Lago di Tenno a ricoprire parzialmente i depositi glaciali legati all'argine che sostiene il Lago. Si tratta di un residuo scheletrico, ove sono visibili blocchi a contatto tra loro prevalente-

mente provenienti dalla Formazione della Maiolica del versante orientale di Cima Salti, interessata da una notevole fratturazione. Si tratterebbe dei depositi di uno o più grandi eventi di frana di crollo avvenuta in presenza della lingua glaciale, come suggerisce la mancanza di continuità dell'accumulo franoso, interrotto in corrispondenza del fondovalle. Ulteriori studi sono attualmente in corso.

#### 4.2.6. - DEPOSITI DI VERSANTE

La Val Concei, esposta a Sud, fu uno dei pochi *nunatak* vallivi dell'ultimo pleniglaciale. Infatti, a causa della sua posizione ed esposizione, non fu occupata da ghiacciai vallivi né da circhi locali. I depositi che si riscontrano alle quote più elevate sono grandi falde di detrito a buon grado di cementazione che colmano i valloni. Si tratta di breccie eterometriche clasto-sostenute con matrice limosa. L'ingente spessore, a volte superiore ai 20 m lascia pensare che questi depositi si siano formati in ambiente paraglaciale.

#### 4.2.7. - SINTESI DELL'EVOLUZIONE PALEOGEOGRAFICA

Durante l'ultima grande espansione glaciale l'area della Tavola Roncone era interessata da due grandi rami del ghiacciaio vallivo che fluiva verso la pianura. Il primo percorreva la Val Giudicarie diretto verso l'attuale Val Sabbia, a Sud del Lago d'Idro, ed il secondo il solco di Ballino diretto verso il Basso Garda. La deglaciazione è stata interrotta da numerosi fasi di avanzamento, ognuna delle quali ha lasciato vestigia di argini laterali a quote decrescenti.

Una oscillazione più ampia delle altre ha prodotto la disattivazione delle trasfluenze che portavano il ghiaccio da Nord verso Ballino, deglacializzando completamente la zona della Tavola Roncone. Una ripresa di glacialismo successivo produsse una lingua di ghiaccio vallivo solo nella bassa valle del Sarca (ghiacciaio Adige-Garda). Questa sbarrò il corso del fiume Sarca, producendo un grande lago nella conca di Fivè-Bleggio, mentre una lingua si insinuava da Sud (dalla conca di Arco) entro il solco di Ballino, fino a valicarne il passo. Nelle fasi stadiali di questo evento glaciale si venne a depositare l'argine che sostiene il Lago di Tenno, su cui si appoggiò la paleofrana di crollo di Cima Salti.

Successivamente alla deglacializzazione dei fondovalle, già nel Tardiglaciale avanzato, si ebbero piccole fasi fredde con avanzamento di piccole masse glaciali di circo.

#### 4.3. - DEPOSITI SUCCESSIVI AL TARDIGLACIALE

I depositi successivi alle fasi glaciali e, quindi corrispondenti circa all'Olocene, sono prodotti da processi gravitativi, attivi sui versanti in progressiva colonizzazione vegetale e da processi alluvionali e misti. Poiché anche questi ultimi tendono a rimaneggiare i depositi precedenti, si può porre come tendenza

generale il fatto che durante l'Olocene la potenzialità di sedimentazione sia progressivamente diminuita. I depositi cartografati come attuali e recenti, associati a processi attivi, sono quindi poco diffusi e per lo più confinati in aree a colonizzazione vegetale scarsa o nulla, per quota o per mobilità del substrato.

#### **4.3.1. - DEPOSITI GRAVITATIVI (VERSANTE E FRANA)**

La parte alta della Val Marcia ha risentito di un movimento gravitativo profondo, che ha isolato la massa del Corno del Levro, creando un notevole restringimento dell'asse torrentizio ed una evidente trincea a monte (vedi Fig. 15). Le cause del movimento sono strutturali, poiché il blocco è costituito da dolomie retiche disposte a franapoggio sopra i calcari e argilliti ben stratificate del Calcare di Zu. Data la freschezza delle forme e l'assenza di erosione glaciale evidente nel corpo di frana si ritiene che la maggior parte del movimento sia avvenuto dopo il Tardiglaciale.

Analoghe condizioni morfostratigrafiche sono presenti nel piccolo circo di Malga Tenera, a Sud del Doss de la Torta. In quest'area (Fig. 16) è presente una massa scivolata in blocco, costituita dalla formazione del M. Tofino (membro B) disposta a franapoggio, ed una spettacolare nivomorena (Fig. 17). Quest'ultima è una particolare forma di accumulo di detrito, per lo più formato da crioclasti, al di sopra di un nevaio. Una volta disciolto quest'ultimo, il detrito resta con una caratteristica forma lunata.



Fig.15 - Panoramica della testata della Val Marcia, ricca di depositi morenici di circo, vista dal crinale (M. Gaverdina). Si noti a destra il grande scivolamento in blocco del Corno del Levro.



Fig.16 - Il versante orientale del circo di Malga Tenera visto dal crinale a Sud del Doss de la Torta. In evidenza la massa scivolata in blocco e la nivomarena.



Fig.17 - Particolare della nivomarena del circo di Malga Tenera.

#### 4.3.2. - DEPOSITI ALLUVIONALI E MISTI

Il periodo postglaciale è caratterizzato da erosione prevalente con formazione di conoidi di detrito accumulato grazie a ripetuti eventi di *debris flow*. I più visibili sono quelli a Nord di Ballino, ed in Val Giudicarie, allo sbocco di aste il cui bacino insiste su abbondanti depositi tardiglaciali. Queste conoidi, nei settori più acclivi di alta montagna, sono spesso attivamente incise da canali rettilinei che a loro volta evolvono in colate da *debris flow* (vedi Fig. 18).

Depositi alluvionali sono sviluppati solo nella Val Concei, costituiti da sabbie limose e limi tipici di piana alluvionale a bassa energia, cui si interdigitano ghiaie in matrice limosa alimentate dalle conoidi allo sbocco delle vallette tributarie (Fig. 19), Questi depositi, potenti anche decine di metri, costituiscono solo

la parte superficiale che ricopre i precedenti depositi lacustri. È probabilmente grazie alla presenza di questi depositi che il fondovalle è così ampio e livellato ed i depositi sono per lo più costituiti da granulometrie fini.



Fig.18 - Canale e colata da debris flow, inciso nelle conoidi di detrito, versante occidentale dell'alta Val Marcia, presso Malga Dablino. Si noti la brusca variazione di comportamento e direzione del flusso in corrispondenza ad un cambio di pendenza, a valle della quale il canale si è costruito i caratteristici argini.



Fig. 19 - Ghiaie e limi alternati al piede di una conoide poco a monte di Lenzumo (Val Concei).

#### 4.3.3. - DEPOSITI PALUSTRI

Depositi palustri si sono sviluppati nella conca di Fivavè, ove uno specchio d'acqua (cosiddetto lago Carera, BROCHIER *et al.*, 1988), sostenuto dal *drumlin* di Fivavè è sopravvissuto allo svuotamento del grande lago d'epoca Tardiglaciale. Le analisi radiometriche sul Carbonio organico delle prime torbe sovrapposte ai limi lacustri, carotate nei pressi del sito palafitticolo, hanno documentato un'età prossima all'optimum Atlantico (7.435 anni B.P., BROCHIER *et al.*, 1988) per la colonizzazione vegetale del lago Carera. Una parte della torbiera è ancora attiva attualmente (Biotopo di Fivavè).

Altre depressioni nell'area in esame sono state occupate da depositi palustri, e sono oggi per lo più colmate. Si tratta di piccoli solchi glaciali nel substrato o settori vallivi occlusi da conoidi, come nel caso della spianata presso il paese di Ballino.

#### 4.3.4. - DEPOSITI LACUSTRI E GENESI DEL LAGO DI TENNO

Le conche lacustri Tardiglaciali di Carera e Tenno perdurarono nell'Olocene, la prima evolvendo a torbiera, la seconda fino ai giorni d'oggi. Mentre nel primo caso la parte olocenica dei limi lacustri è sepolta sotto le torbe più recenti, nel secondo caso si possono osservare solo i limi lacustri che bordano il lago a maggiore altezza rispetto allo specchio lacustre. Il lago di Tenno è per sua natura molto soggetto ad oscillazioni del livello, a causa della limitatezza del bacino immissario. Il lago non presenta emissario, ma disperde l'acqua nell'insieme di depositi di frana e morenici di ablazione che lo sostengono, come dimostra la sorgente posta nell'alveo del T. Magnone a quote molto inferiori ma in corrispondenza del lago. Queste oscillazioni sono dimostrate, oltre che dalla presenza di limi lungo i versanti poco acclivi del lago al di sopra del limite attuale, anche dalla presenza di tronchi di faggio, rinvenuti quasi presso il fondo (circa 20 m sotto il livello medio del lago). Questi tronchi sono stati attribuiti col metodo del  $^{14}\text{C}$  al XIII secolo circa (BIONDI *et al.*, 1981). Questo ritrovamento, che a parere dello scrivente va interpretato in un'ottica di oscillazioni del bilancio idrico del lago, ha ridato forza presso alcuni ricercatori all'ipotesi che il Lago sia sorto in seguito allo sbarramento operato dalla paleofrana di Cima Salti (e non dall'argine morenico). Questa frana sarebbe dunque avvenuta in epoca medioevale, ed i primi autori a proporre questa ipotesi sono stati VENZO (1935), anche se in maniera molto dubitativa, e VAIA (1981). Quest'ultimo ha poi sviluppato questa ipotesi ricostruendo un modello "a ritroso" delle condizioni geologiche che avrebbero scatenato l'evento.

L'ipotesi di una età medievale della paleofrana di Cima Salti non può essere accettata, sia perché non supportata da fonti storiche, ma soprattutto perché la valle del T. Magnone è troppo incisa. Nell'ipotesi di una frana così recente tutto il mate-

riale rimosso (che appare un volume troppo grande per essere stato eroso in meno di 800 anni) dovrebbe essersi depositato a valle, producendo una decina di metri di deposito sulla conoide del torrente presso la conca di Riva. I depositi di quest'ultima conoide sono abbondantemente pedogenizzati ed ospitano insediamenti umani di sicura età medievale (se non precedente). Dunque l'incisione deve essere avvenuta in epoca precedente (la maggior parte, ritengo, durante il Tardiglaciale), ed il lago deve ritenersi sbarrato fundamentalmente da un argine morenico, come peraltro proposto circa un secolo fa da PENCK e BRUECKNER (1909). Ulteriori studi di dettaglio, attualmente in corso, potranno migliorare il quadro qui presentato.

## 5. - TETTONICA ED EVOLUZIONE PALEOGEOGRAFICA

L'area analizzata comprende il settore deformato della Linea delle Giudicarie Sud: le deformazioni da raccorciamento crostale devono essere riferite alla propagazione nella copertura sedimentaria dell'accavallamento della grande unità di basamento dell'Adamello (PICOTTI *et al.*, 1995). Nonostante l'andamento generale della struttura delle Giudicarie, orientata NE-SO, faccia pensare ad un trasporto tettonico prevalente verso i quadranti orientali, i movimenti di traslazione principali sono diretti verso Sud, come riconosciuto dalla maggioranza degli autori che si sono occupati del settore (BITTNER, 1881, 1883, Trevisan, 1939-1939, CASTELLARIN *et al.*, 1988; 1992). Pertanto tutte le principali faglie orientate Nord o Nordest presentano un movimento inverso obliquo, chiamato traspressivo, per lo più sinistro.

Precedentemente ai rilievi di questa Tavola, si pensava che la Linea fosse posizionata in corrispondenza della Val Giudicarie (settore Bondo-Roncone), in un settore di strati pressochè verticali (CASTELLARIN e SARTORI, 1982). Il rilevamento ha permesso di chiarire i rapporti strutturali ed in particolare il fatto che la Linea delle Giudicarie Sud non esiste come fascio di taglio discreto là dove era stata sempre posizionata. La deformazione traspressiva viene assorbita dalle strutture presenti più ad Est. Si tratta di una linea (Linea di Cima Carnera, v. Fig. 20) che costituisce l'evoluzione traspressiva della struttura plicativa della sinclinale del Cadria e che si ricollega con la Linea delle Giudicarie Sud nel Foglio più a settentrione (Tione di Trento). L'altra struttura traspressiva sinistra a carattere regionale è il sistema Ballino-Garda, la ben nota dislocazione connessa a Nord (Foglio Tione) con il fascio deformativo Sabion-Durone. I principali sovrascorrimenti (Doss de la Torta, Tofino) si ricollegano a queste ultime strutture, che ne costituiscono la rampa laterale.

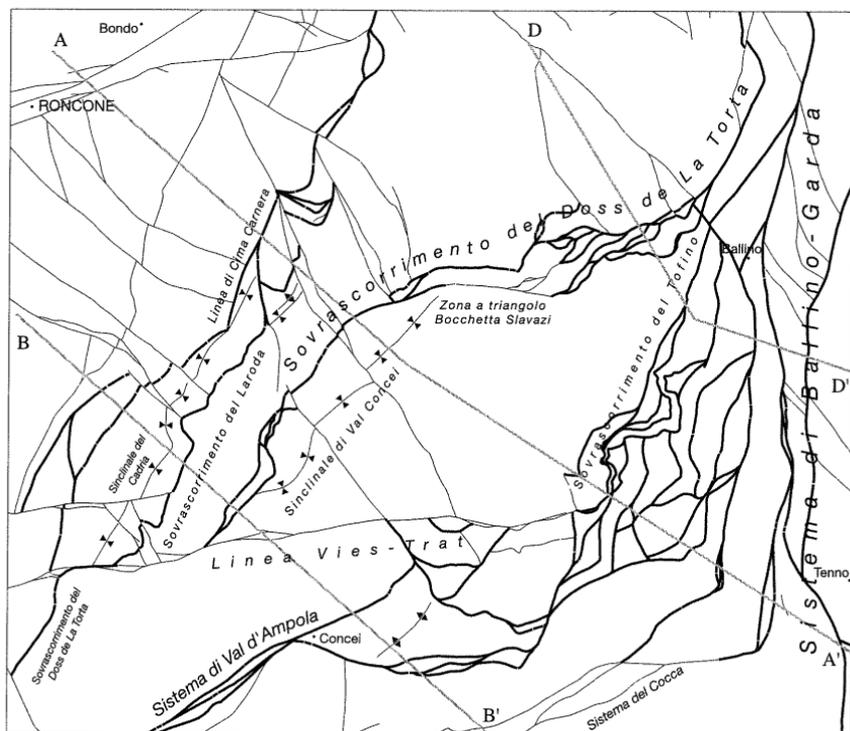


Fig. 20 - Schema strutturale della Tavola "Roncone" con traccia delle sezioni geologiche.

## 5.1. - LE STRUTTURE PRINCIPALI DESCRITTE NELLE SEZIONI GEOLOGICHE

Oltre che nella sezione geologica (A-A') visibile a margine della carta, le strutture più importanti dell'area sono descritte nella sezione geologica B-B' riportata in Fig. 21, che attraversa il settore sud-occidentale della tavola. La struttura delle Giudicarie forma una marcata piega con lembo frontale verticalizzato. Questo motivo è una caratteristica dominante di tutta la struttura delle Giudicarie ed è dovuta alla formazione di una grande anticlinale di rampa legata al sovrascorrimento dell'unità di basamento dell'Adamello (PICOTTI *et al.*, 1995).

Il margine nordoccidentale della sezione mostra il passaggio dalla fascia verticalizzata alla sinclinale del Cadria. Il settore piegato è limitato a Sudest dall'importante sovrascorrimento del Doss de la Torta (vedi Fig. 20), che costituisce la propagazione *up-section* della struttura delle Giudicarie Sud, legata alla geometria a gradinata dello scollamento basale (PICOTTI *et al.*, 1995). La sinclinale, dominata da *flexural slip* obliquo (scivolamento flessurale lungo strato o a

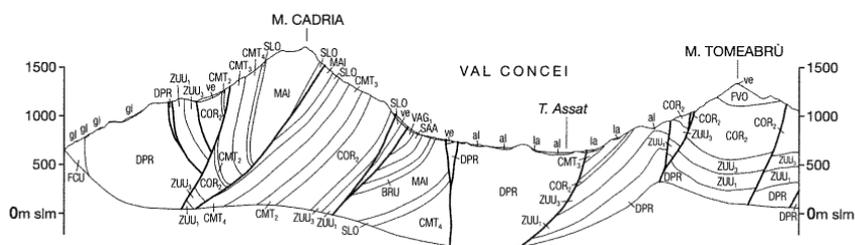


Fig. 21 - Sezione geologica B-B'. Per la localizzazione vedi Fig. 20.

basso angolo rispetto alla stratificazione), è interrotta dalla Linea di Cima Carnera, un' importante traspressione sinistra, che produce lo scorrimento e l'elisione di parte della sinclinale. A quest'ultima si associa il sovrascorrimento del Laroda, sviluppato sul lembo orientale della piega, come *thrust out-of-syncline* (cioè un sovrascorrimento legato all'exasperazione plicativa della sinclinale). Passato il sovrascorrimento del Doss de la Torta, scollato sugli orizzonti meno competenti del Calcare di Zu, la sezione intercetta la linea Vies-Trat, una importante faglia normale norico-liassica riattivata come trascorrente destra (CASTELLARIN e PICOTTI, 1990). Con uno sguardo in pianta si può stimare il rigetto di tale struttura in circa 2 km (Fig. 20). Retrodeformando il movimento lungo tale struttura infatti si nota che il sovrascorrimento del Tofino si raccorda perfettamente con quello del Sistema della Val d'Ampola, che provoca il sovrascorrimento di Dolomia Principale norica sulla Maiolica, con un salto nel livello di scollamento basale (retico a Nord, carnico a Sud della Linea Vies-Trat) che è da imputarsi alla eredità del rifting. Retrodeformando la trascorrente destra lungo la linea, anche il sovrascorrimento del Doss de la Torta-Cadria si raccorda con la struttura più occidentale, dell'alta Val Croina (vedi Fig. 20). A SE del Sistema Val d'Ampola, la sezione intercetta ancora faglie inverse e trascorrenti destre del Sistema della Cocca, anch'esse impostate su lineamenti retico-liassici, per poi entrare nella Tavola Bezzecca.

La sezione geologica riportata in carta (A-A') descrive le stesse strutture nel settore nordoccidentale, ma attraversa quasi tutta la struttura plicativa delle Giudicarie Sud, di cui si vede il lembo occidentale della piega, con strati medio-triassici rovesciati ed interessati da un sistema di faglie destre orientato circa ENE (sistema di Roncone in Fig. 20), la zona verticale in Dolomia Principale, e la Linea di Cima Carnera. In questa sezione il sovrascorrimento del Doss de la Torta è caratterizzato da una tipica geometria a triangolo, con un retroscorrimento che tende a nascondere tutta la serie di scaglie tettoniche visibili lungo il sovrascorrimento più ad Est (zona a triangolo Bocchetta Slavazi, in Fig. 20). Il retroscorrimento porta il lembo nordoccidentale della sinclinale di Val Concei a ridosso della struttura precedente. Questo retroscorrimento si raccorda in profondità al livello

di scollamento dell'altro grande sovrascorrimento della tavola in esame: il sovrascorrimento del Tofino, anch'esso scollato sul Calcare di Zu retico. Associato al sovrascorrimento del Tofino è una importante zona di taglio diffusa, ancora con geometria a triangolo (zona a triangolo di Rocca Magnone, in Fig. 20), ma con movimenti prevalentemente traspressivi sinistri lungo le strutture orientate NNE. Questa zona è sviluppata in unità liassico-cretacee ben stratificate con frequenti interstrati marnosi, che permettono lo sviluppo di ampie fasce di deformazione plicativa a raggio corto, nonché la presenza di cataclasi foliate lungo le faglie (con strutture s-c). Infine il sistema Ballino-Garda, cui le precedenti strutture si raccordano, costituisce in questo settore l'inversione parziale del sistema di faglie della Paleolinea Ballino-Garda, giustapponendo facies liassiche notevolmente diverse (come descritto da Castellarin, 1972).

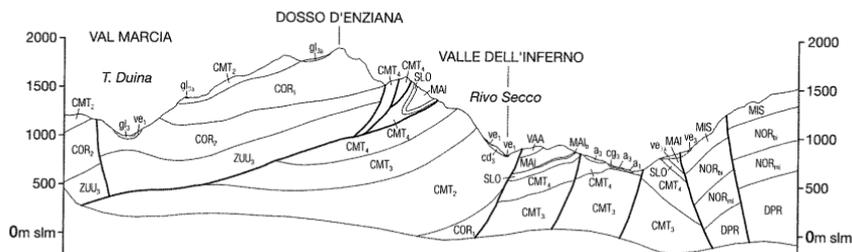


Fig. 22 - Profilo geologico D-D'. Per la localizzazione vedi Fig. 20.

La sezione D-D' (Fig. 22) attraversa ancora il sovrascorrimento del Doss de la Torta, presso il monte omonimo. Qui il piano principale è ad alto angolo e giustappone la dolomia retica (Membro del Pichea) su di una serie di *splays*, cioè scaglie tettoniche sradicate dal lembo rovesciato della sinclinale di Val Concei. Queste scaglie sono a contatto con il lembo meridionale della sinclinale tramite un taglio a basso angolo, che produce un contatto giovane-su-vecchio (Maiolica su Fm. del Tofino, membro D). Questa relazione geometrica si spiega con l'evoluzione tardiva del taglio a basso angolo che ha deformato la struttura già piegata, propagandosi *down-section*. Questa riattivazione è avvenuta in corrispondenza con una dislocazione destra di tutta la zona a triangolo, con formazione della faglia di Bocchetta Slavazi. Tale deformazione destra è quantificabile in oltre 2 km, distanza che separa il lembo ad immersione sudorientale della sinclinale della Val Concei dagli analoghi della zona a triangolo. Le analisi condotte lungo il piano principale del sovrascorrimento mettono in evidenza un primo movimento verso SSW, seguito da un secondo verso SSE, e successivamente sovrapposto da uno scorrimento verso ESE. Quest'ultimo, il più recente, sembra coerente con la descritta riattivazione destra.

Ad Ovest della linea di M.ga Toablino (Fig. 20), struttura retico-liassica immergente ad Est, lo stile strutturale cambia, proprio a causa della diversa quota del livello di scollamento al momento del *sovrascorrimento*. In questo settore, (Figg. 23 e 24) il Calcere di Zu del livello di scollamento basale intercetta la superficie topografica e ad esso sono associati *splays* di calcari del Lias-Malm rovesci e molto deformati.



Fig. 23 - Accavallamento del Doss de la Torta visto da Est. A tetto le bancate del Calcere di Zu, membro del Tremalzo, a letto un duplex di Formazione del Tofino, membro B.



Fig. 24 - Panoramica della struttura del Doss de la Torta vista da Est. Viene evidenziato il piano di accavallamento principale (visto anche in Fig. 4). A sud (Bocchetta Slavazi) il piano che margina la zona a triangolo, costituita da calcari liassico-cretacei molto deformati.

A SE della zona deformata del Doss de la Torta, è visibile la rampa laterale del sovrascorrimento del Tofino ed ancora il sistema Ballino-Garda, questa volta caratterizzato da una immersione orientale, con sollevamento del lembo orientale.

Da notare infine che le faglie destre ad orientazione ENE, presenti diffusamente nella Tavola, sembrano le ultime ad essere attive, poiché tagliano sistematicamente le strutture traspressive ad orientazione meridiana. Questa riattivazione è coerente con l'ultima fase compressiva, riconosciuta anche a scala meso-strutturale (fase giudicariense in CASTELLARIN *et al.*, 1992), che vede un senso di trasporto verso N110°.

## 5.2. - VINCOLI PALEOGEOGRAFICI ALLA TRASLAZIONE ORIZZONTALE LUNGO LA LINEA BALLINO-GARDA: UNO STRUMENTO PER TARARE LA CINEMATICA SINISTRA DELLE GIUDICARIE

Si è molto discusso in passato sull'entità della trascorrenza sinistra del settore delle Giudicarie. Alcuni autori sono giunti ad ipotizzare circa 80 km di trascorrenza sinistra lungo tale linea, mentre altri, tra cui lo scrivente, ritengono più verosimile un valore molto inferiore, nell'ambito di circa 30 km (vedi discussione in PICOTTI *et al.*, 1995). A questo proposito, i rilievi della Tavola Roncone portano un notevole contributo, permettendo di vincolare meglio i rigetti lungo le faglie.

Il punto cruciale consta nell'assenza della Linea delle Giudicarie a Sud di Tione, fatto che implica un suo tracciato molto diverso da quanto rappresentato in tutti gli schemi classici. Il rigetto trascorrente della linea si propaga nella serie sedimentaria attraverso un certo numero di faglie NNW sinistre, che si raccordano ai principali sovrascorrimenti descritti in precedenza. Il rigetto trascorrente tende a diminuire verso Sud mano a mano che queste faglie trasferiscono la deformazione nella coltre sedimentaria. Il rigetto sarà dunque dato dalla somma dei rigetti dei sovrascorrimenti collegati alla Linea.

Nella Tavola Roncone sono presenti due grandi sovrascorrimenti il cui rigetto complessivo verso Sud può essere valutato intorno ai 10-12 km. A questo valore si deve aggiungere quello della Linea Ballino-Garda, che si raccorda verso nord alla Linea delle Giudicarie tramite il fascio Duron-Sabion. Questa linea costituisce il raccordo verso sud col grande sovrascorrimento di Tremosine e Tignale (PICOTTI *et al.*, 1995). Il suo rigetto trascorrente risulta quindi cruciale per calibrare quello della Linea delle Giudicarie.

Alcune osservazioni sedimentologiche permettono di vincolare questo rigetto trascorrente sinistro. Le breccie a tetto della Formazione del Tofino, Membro C, visibili nella parete tra Tenno e Campi, ad Ovest della Linea Ballino-Garda, sono costituite da blocchi provenienti dal Calcare del Misone. Quest'ultimo affiora sul lembo orientale della Linea limitatamente alla dorsale del M. Misone tra Tenno e Fivè. La distanza tra le breccie ed il limite meridionale o settentrionale del Calcare del Misone, compresa tra 0 e 10 km, rappresenta l'ambito di

valori ammissibili di trascorrenza. Il valore massimo di 10 km si può considerare in accordo con le stime di raccorciamento del sovrascorrimento di Tremosine e Tignale, proposte da PICOTTI *et al.* (1995).

Il rigetto trascorrente della Linea delle Giudicarie Sud nel suo settore più settentrionale, dove taglia la Linea del Tonale, si può quindi stimare intorno ai 20-22 km. A questo si deve poi aggiungere la trascorrenza associata alla Linea Trento-Cles, che impartisce altri 8-10 km di trascorrenza al sistema delle Giudicarie. La stima finale di circa 30 km era già stata proposta da Trevisan (1939).

### 5.3. - SINTESI DELL'EVOLUZIONE TETTONICA

In sintesi, l'evoluzione tettonica del settore è riassumibile nelle seguenti quattro fasi:

**I fase:** *rifting* di età norico-liassica, con sviluppo di numerose faglie maestre N-S o NO-SE e di trasferimento circa E-O, come descritto da CASTELLARIN e PICOTTI (1990). Tali strutture sono state poi totalmente invertite, sia come accavallamenti che come faglie trascorrenti, a seconda della loro orientazione.

**II fase:** inversione parziale (con trascorrenze prevalenti) delle precedenti strutture, soprattutto della Linea Ballino-Garda, durante il Cretaceo medio; nel Cretaceo superiore attivazione (o riattivazione) di strutture distensive, a limitare il bacino della Formazione di Val d'Agola.

**III fase:** compressioni del Miocene inf.-medio con vergenza a Sud (comprendente le prime due fasi riconosciute dalle mesostrutture) e formazione delle strutture compressive che, a seconda della loro orientazione, si sono mosse come accavallamento traspressioni sinistre oppure in trascorrenza destra.

**IV fase:** trascorrenza destra del Miocene sup., lungo le linee orientate circa E-O, legata ad un trasporto verso ESE, con riarrangiamento delle strutture precedenti e loro deformazione per lo più in riattivazione.

### 5.4. - EVOLUZIONE PALEOGEOGRAFICA MESO-CENOZOICA. TETTONICA E SEDIMENTAZIONE AL LIMITE TRA PIATTAFORMA VENETA E BACINO LOMBARDO

Viene descritta in questo capitolo l'evoluzione paleogeografica del Sudalpino, con riferimento all'area centrale, cui la Tavola Roncone appartiene. Per ragioni di sintesi, verranno descritti i principali cicli tettono-sedimentari, con riferimento alle formazioni presenti nella Tavola. I cicli sono stati separati sulla base dei principali eventi geodinamici che si sono succeduti, con diverse polarità e localizzazioni, ed influenzati dagli eventi di apertura (dal Permiano superiore) e chiusura (dall'Anisico superiore) di diversi bracci oceanici di un oceano noto come Paleotetide, posto ad Est delle Alpi Meridionali. La separazione del Pangea, portò con il Triassico superiore alla definizione di una zona mobile, che si sviluppò fino

ad evolvere, tra il Toarciano ed il Bajociano, in oceano: la Neotetide. Il margine passivo del Sudalpino, così definito, era quindi influenzato dalla zona oceanica posta ad Ovest. È con il Barremiano che il margine passivo del Sudalpino viene a risentire dell'inversione di movimenti dovuta all'apertura dell'Atlantico meridionale, che crea un regime compressivo, che con alterne vicende durò per tutto il resto del Cretaceo e del Cenozoico, con la creazione dell'orogene alpino, di cui le Alpi Meridionali costituiscono sin dall'inizio il *retrowedge*, cioè il cuneo orogenico retrovergente, posto sulla placca superiore.

#### 5.4.1. - CICLO DELLA TETIDE MELIATA

Nel Permiano superiore, successivamente alle fasi magmato-tettoniche del Permiano inferiore, avviene la grande trasgressione marina che nel Sudalpino dà il via alla sedimentazione. Proveniente da Est, il mare trasgredisce rapidamente sui depositi continentali che avevano ripreso a depositarsi sul margine, favorendo la ripresa di subsidenza legata all'esaurimento dell'anomalia termica del Permiano inferiore. Dal momento della massima trasgressione, avvenuta nello Scitico (Induano e Olenekiano, Formazioni di Werfen e del Serla), e per tutto il Trias medio le Alpi Meridionali costituiranno un margine aperto verso un bacino marino profondo a crosta oceanica in direzione Est-Nordest: l'oceano Meliata (un braccio della Tetide) (STAMPFLI, 2000).

In queste condizioni paleogeografiche si assiste, con l'Anisico, alla ripresa significativa della produttività del benthos carbonatico, inibita per cause ancora sconosciute durante lo Scitico. La deposizione dei calcari durante questo intervallo di tempo (Calcare di Angolo) avviene tramite il condizionamento di faglie distensive che cominciano a dare effetti in superficie, separando settori di alto, con sviluppo di piattaforme carbonatiche, da bacini più o meno profondi ed ampi che raccoglievano il materiale esportato dalle piattaforme, vere "fabbriche" di sedimento. Lo sviluppo di un reticolo di piccole faglie ad orientamento prevalente NW o NE, sembra legato a deformazioni che si propagavano nel margine Sudalpino della placca Adriatica e che potevano produrre una diffusa deformazione anche a causa dell'avvenuto raffreddamento crostale. Questo tipo di tettonica subisce un cambiamento con l'Anisico sommitale e per tutta la parte inferiore del Ladinico, quando le faglie in superficie sembrano meno attive, ma l'intero margine continentale risente di un impulso di subsidenza, che arriva a valori più che doppi rispetto al precedente (deposizione del Calcare di Prezzo e della Formazione di Buchenstein in bacino e Formazione di Esino in piattaforma). In questo momento vengono trasgrediti anche settori di alto precedentemente in erosione (alto del Biellese-Canavese, Pianura padana occidentale). Si accompagna a questo impulso una notevole attività vulcanica, essenzialmente riolitica, i cui centri erano forse localizzati ad Est, testimoniata dalle frequenti tufiti cineritiche (finissime nell'Anisico superiore, più grossolane nel Ladinico inferiore).

Vulcanesimo e impulso regionale di subsidenza sono espressione di un unico evento geodinamico, forse collegato all'instaurarsi della subduzione continentale del margine orientale della placca nella subduzione cimmerica (ad Est delle Ellenidi, v. Stampfli, 2000).

Con il Ladinico superiore si assiste ad un parossisma nell'attività vulcanica, in stretta associazione ad una diminuzione della subsidenza ed all'attivazione di nuove faglie distensive. Numerosi sono i centri eruttivi nelle Alpi Meridionali e nel sottosuolo padano, attivi nella parte media del Ladinico e rapidamente erosi tra Ladinico superiore e Carnico, come testimoniato dalle vulcanoclastiti fini ancora presenti alla base della Formazione di Breno. Intenso smantellamento degli edifici vulcanici e diminuzione regionale della subsidenza portarono tutta l'area, durante il Carnico, ad un generale livellamento delle precedenti paleobattimetrie fino a quote prossime al livello del mare, con deposizione di carbonati in condizioni tidali e locali tendenze a deposizioni in lagune ristrette (Membro di Campolungo).

#### 5.4.2. - CICLO DELLA TETIDE ALPINA

Nel Carnico superiore la paleogeografia si presentava dunque notevolmente omogeneizzata in tutte le Alpi Meridionali. In questo periodo, un nuovo impulso di subsidenza, insieme ad una notevole produttività carbonatica, portarono alla deposizione di una ampia piattaforma: la Dolomia Principale. Questa piattaforma era solcata da numerose faglie, che ne condizionavano gli spessori (variabili da 100 a 2500 m) e le facies, fino ad individuare veri bacini intrapiattaforma, soprattutto nel settore più subsidente: il Bacino Lombardo. Con il Retico, in un contesto di clima complessivamente più umido e di apporti terrigeni fini, la maggior subsidenza del Bacino Lombardo sarà compensata dalla deposizione di potenti successioni argillitico-calcaree (Argillite di Riva di Solto), poi calcareo-marnose (Calcarea di Zu). Dalla forte subsidenza norica, accompagnata dall'attività di numerose faglie anche di piccola dimensione, ma di orientazione molto variabile, si passa ad una riduzione retica, ove si assiste alla progressiva localizzazione della deformazione lungo alcune strutture, capaci di individuare i principali domini paleogeografici del margine continentale Sudalpino (BERTOTTI *et al.*, 1993). La faglia che più ci interessa è la Paleolinea Ballino-Garda, il sistema attualmente orientato Nord-Sud individuatosi sin dal Triassico superiore.

In effetti la massima differenziazione paleogeografica si ottiene successivamente al Triassico superiore, quando viene interrotto l'ampio sviluppo di piattaforme che interessava anche il Bacino Lombardo (formazione della Corna). A partire dall'Hettangiano, ed ancor più dopo il Sinemuriano inferiore, la Paleolinea venne a costituire il margine di un'ampia piattaforma, ove i Calcari Grigi si svilupparono fino al Pliensbachiano, con facies marginali ben sviluppa-

te (Calcarea del Misone). I coevi depositi di mare profondo (Formazione del Tofino) si formarono nelle aree più subsidenti (Bacino Lombardo) che venivano rifornite dai sedimenti di piattaforma. A tetto del Pliensbachiano un evento di rapido abbassamento del livello marino portò all'emersione di buona parte della Piattaforma Veneta, cosicché la successiva trasgressione toarciana inferiore poté portare depositi di mare profondo ampiamente all'interno della piattaforma temporaneamente inattiva (Membro D della Formazione del Tofino). Una ripresa di produttività carbonatica, anche se con caratteristiche molto diverse da quelle precedenti (COBIANCHI e PICOTTI, 2001), portò tra il Toarciano medio e l'Aaleniano alla progradazione dei depositi di mare basso (Calcarea Oolitica di S. Vigilio) fino all'antico margine liassico medio. L'annegamento definitivo della Piattaforma, avvenuto nell'area in esame sin dall'Aaleniano inferiore, porta ad una generale sottoalimentazione del sistema piattaforma-bacino, con progressivo aumento della batimetria, sino a che la piattaforma non evolve in *plateau* pelagico. A partire dal Bajociano superiore, tutto il sistema risente solo dei lontani apporti di peripiattaforma provenienti dalla piattaforma friulana e da altre più meridionali, con contributo anche notevole della abbondante pioggia di radiolari. Sul *plateau* si forma il Rosso Ammonitico Veronese, mentre in bacino è presente la formazione del Selcifero Lombardo. Tra l'Oxfordiano superiore ed il Kimmeridgiano inferiore, sottili ma continui livelli di cineriti documentano l'attività di un arco vulcanico, forse posizionato ad Est della Placca Adriatica, ove la subduzione di litosfera continentale e/o oceanica di Meliata avveniva sotto la spinta del drifting tetideo Alpino, che si era venuto ad aprire in posizione occidentale rispetto al margine sudalpino (BERTOTTI *et al.*, 1993). Con la fine del Giurassico e l'inizio del Cretaceo, l'intero settore viene interessato dalla deposizione, anche ad opera di correnti di torbida, di fanghi calcarei di origine planctonica, oltre che aragognitici di peripiattaforma (Formazione della Maiolica).

#### 5.4.3. - CICLO ALPINO

A partire dal Barremiano il settore Sudalpino viene interessato da un campo di sforzi compressivo, associato alla inversione di movimento ed all'inizio di subduzione neotetidea (ciclo Eoalpino). Nel periodo Aptiano-Cenomaniano si assiste all'inversione dei bacini, con riattivazione di molte faglie preesistenti. La Paleolinea Ballino-Garda viene molto probabilmente riattivata, come suggeriscono i notevoli accumuli di depositi gravitativi al piede della scarpata (CASTELLARIN, 1972). Le variazioni laterali di facies tra la successione Marna di Bruntino - Sas de la Luna, la Scaglia Variegata e la lacuna in Piattaforma Veneta sono da imputarsi a questi movimenti, ben documentati nel settore settentrionale del Gruppo di Brenta (PICOTTI *et al.*, 1998). Il regime geodinamico cambia abbastanza rapidamente nel Turoniano: con l'instaurarsi della subsidenza flessurale, legato al carico tettonico del retropaese (BERTOTTI *et al.*, 1998), le faglie

vengono riattivate in distensione (soprattutto la Paleolinea Ballino-Garda), ed il bacino viene rifornito di sedimenti dalla catena Alpina in smantellamento (Formazione di Val d'Agola, CASTELLARIN *et al.*, 1993). Al termine del Cretaceo la catena Alpina non riforniva più di sedimenti il bacino sudalpino, se non in modo parziale e per tutto il Paleogene sembra che la velocità di convergenza Africa-Europa fosse molto bassa (DEWEY *et al.*, 1989).

Durante l'Eocene si sviluppa una tettonica distensiva che nel settore Roveretano e Lessineo è associata a manifestazioni vulcaniche. Grazie al rinnovato tettonismo, il margine della Piattaforma Veneta, ormai annegato, viene riportato in condizioni di profondità tali da permettere l'attecchimento di piattaforme carbonatiche, che andranno ad alimentare i bacini circostanti (Formazione di Ponte Pià). La tendenza al riempimento di questi bacini si esprime con la potente formazione delle Argille di Ponte Pià. La fine della deposizione in condizioni marine è dovuta all'instaurarsi di un vigoroso regime compressivo (inizio del Miocene). È solo con il Plio - Quaternario che la sedimentazione riprende in contesto continentale e periglaciale.



## 6. - IDROGEOLOGIA

La distribuzione delle sorgenti nella Tavola Roncone è controllata, come sempre nei territori montuosi, principalmente da due fattori: assetto strutturale e trasmissività. Nell'area in esame la trasmissività è di norma elevata, per cui appare dominante l'assetto strutturale: le principali direttrici tettoniche controllano infatti quasi tutte le sorgenti.

L'aspetto strutturale non influisce invece sulle emergenze idriche che hanno origine nei riempimenti tardo quaternari delle valli maggiori.

Il condizionamento strutturale delle zone di taglio sulle sorgenti si può desumere dalla notevole corrispondenza tra queste e le faglie visibili in carta. Lungo i piani di taglio si creano infatti reticoli di fratture capaci di aumentare localmente la permeabilità: in tali fasce si viene dunque a localizzare un acquifero, nel quale l'acqua può circolare con maggior facilità. Quando tali fasce a maggior permeabilità vengono a giorno, sia per limite di permeabilità, sia per normale affioramento della superficie piezometrica, si verifica la presenza di sorgenti. Un esempio di tale fenomeno sono le sorgenti localizzate all'intersezione di una incisione valliva con la zona deformata. Sorgenti di questo tipo si trovano lungo la Linea di Ballino sia nell'incisione del T. Magnone, che a monte del Lago di Tenno, ad Ovest di Ballino e lungo il versante occidentale della conca di Fivà. In quest'ultimo settore è interessante notare l'allineamento di sorgenti, che oltre a essere condizionate dalla faglia che agisce come soglia sottoposta, devono la loro posizione anche alla presenza del drappo di argille e limi lacustri, che ricoprendo il substrato roccioso e lo spesso deposito di falda, costituiscono una soglia di permeabilità sovrimposta. In particolare la sorgente "Carrera" (cod. 5768 del Catasto Sorgenti della P.A.T.), posta nei pressi del sito palafitticolo di Fivà, che con la sua portata notevole (circa 40 l/s) alimenta una piscicoltura, è collegata ad una diminuzione di spessore del drappo argilloso-limoso, che permette l'affiorare dell'acqua contenuta nel sottostante deposito ghiaioso di conioide, alimentato dalle pendici settentrionali del Monte Misone. Anche presso la Bocca di Trat e la Malga Vies, lungo la linea omonima, quasi tutte le sorgenti sono distribuite lungo le varie zone di taglio.

In alcuni casi la zona di taglio può evolvere in acquiclude (o acquitardo),

quando questa coinvolge litologie meno permeabili, quali ad esempio radiolariti o rocce terrigene fini, che tendono ad inibire la fratturazione e/o ad occludere le fratture. A questa tipologia di sorgenti per soglia di permeabilità sottoposta si possono ascrivere le sorgenti poste lungo il sovrascorrimento del Doss de la Torta, alla testata della Val Concei e le più importanti, con portate di oltre 50 l/s, in Val Molini e in Val Vesì.

L'assetto strutturale determina talora la giacitura dei limiti di permeabilità controllati dalla serie stratigrafica. È questo il caso delle sorgenti nel versante occidentale delle Giudicarie, a monte di Roncone, legate alla presenza del limite a franapoggio tra Calcere di Angolo (acquifero) e Formazione di Bovegno (acquiclude). La presenza di numerose intercalazioni tra rocce più (ad esempio Dolomia Principale o Formazione della Corna) e meno trasmissive (Calcere di Zu, Formazione del Tofino) controlla la localizzazione di molte sorgenti, poste presso le incisioni vallive in corrispondenza di limiti geologici (per es. Val dei Molini di Tiarno, cod. 8641, versante occidentale del M. Pichea). La sorgente "Pra alle Stue" (cod. 9391), posta verso lo sbocco della valle del T. Albola ed ospitata dalla formazione della Corna, drena buona parte del versante settentrionale della Rocchetta di Riva, oltre che una falda di subalveo. Un meccanismo misto, ove i limiti tra formazioni diversamente trasmissive sono parzialmente deformati (col Calcere di Zu come acquiclude), si può proporre per il gruppo di sorgenti poste ad Ovest del M. Cadria, presso Malga Ringia, tra cui assume rilevanza per la sua ingente portata (una delle maggiori della Tavola) la "Salvadanè alta" (cod. 9359). In questo ultimo caso, la falda in superficie è ospitata dai depositi glaciali di circo, molto permeabili.

Sorgenti per affioramento della superficie piezometrica di falde ospitate nei depositi molto permeabili del tardo Quaternario sono individuabili ancora nel fondovalle del T. Albola (Malga Grassi, dintorni di Campi), del T. Magnone, della Val Gaverdina, ma soprattutto le molte sorgenti sul basso versante orientale della Val Giudicarie, ad Est di Roncone, ospitate dai depositi ghiaioso-sabbiosi di contatto glaciale. In Val Marcia la falda della sorgente "Dablino" (cod. 5796) e di quelle poste a valle, è ospitata dai depositi glaciali delle ultime fasi stadiali, caratterizzati da scarsa matrice limosa e quindi da buona permeabilità. A Sud di Resine (tra Ballino ed il Lago di Tenno) la sorgente "Alle Seghe" (cod. 5754) è legata all'affioramento di una falda contenuta nei depositi ghiaiosi di conoide torrentizia, allo sbocco del vallone di Tovaccio. La dipendenza di questa sorgente dall'andamento delle precipitazioni risulta in notevoli oscillazioni della portata (tra 5 e 18 l/s).

## 7. - STABILITÀ DEI VERSANTI

(A. Franceschini, T. Bampi)

L'area inclusa nel foglio ha, in linea generale, un carattere di diffusa stabilità, a causa della composizione prevalentemente carbonatica del substrato roccioso e delle caratteristiche dei depositi quaternari. Quest'ultimi sono interessati da dissesti, principalmente quando il loro notevole spessore, nel caso costituiscano il riempimento di solchi vallivi, venga intaccato alla base dall'azione erosiva dei corsi d'acqua.

Tale meccanismo s'innesca a prescindere dalla litologia dei depositi, che spesso sono di natura granulare (sabbie e ghiaie).

Le principali tipologie di dissesti si possono essenzialmente ascrivere a due grandi gruppi, diversi per dinamiche, ubicazione e litologie coinvolte: scivolamenti, seguiti da modesti fenomeni di erosione superficiale e crolli localizzati, e colate di detrito (*debris flow*).

Fanno eccezione la frana di Tenno, per il suo grado di complessità, e la deformazione gravitativa profonda del Corno del Levro (vedi par. 4.3.1).

Gli scivolamenti coinvolgono la copertura quaternaria ed in particolare i depositi di contatto glaciale localizzati all'interno delle valli incise dal Torrente Magnone e Gamella - Albola (a SE) e Fiana (a NW).

Sul torrente Magnone, cui le cause d'innesco erano dovute in passato all'azione di erosione al piede da parte del corso d'acqua, sono stati fatti innumerevoli interventi, già a partire dal 1810, come documentano alcune fotografie d'epoca. Briglie e opere di difesa spondali, realizzate da circa 2 secoli, hanno permesso di contenere l'imponente azione erosiva del torrente. Attualmente i dissesti, in genere scivolamenti, sono piuttosto ridotti arealmente, anche se permangono fenomeni di erosione superficiale e crolli di detriti in corrispondenza delle vecchie nicchie di distacco.

Analoga è la situazione del T. Albola dove i depositi di contatto glaciale sono soggetti a fenomeni di erosione, nonostante le molteplici opere realizzate nell'alveo.

I primi interventi di contenimento dell'azione del corso d'acqua, come per la *Frana Rovine*, sono documentati fin dal 1928 e 1956. Anche in epoca recente alcune frane sono state stabilizzate artificialmente.

Le medesime dinamiche interessano il torrente Fiana, a sud di Malga Gavardina, sia in destra che sinistra idrografica.

Diverse per collocazione, rispetto all'estensione dei versanti, e per dinamiche connesse al loro innesco, sono le colate di detrito (*debris flow*).

Esse si sviluppano alle quote più elevate di alcuni versanti, come nella parte superiore del bacino del Torrente Magnone, presso la nicchia di distacco della paleofrana di Tenno e in alcuni bacini di rango inferiore, che convergono poi in quello del torrente Assat.

Altre aree soggette a colate di detrito si riscontrano nel settore superiore del bacino del T. Duina, soprattutto lungo alcuni suoi affluenti (T. Tormendos e Rio Sav). Analogamente accade per tutto il versante a SE di malga Ringia.

Tutti questi fenomeni nascono e si esauriscono principalmente in quota, senza raggiungere i fondovalle, ad eccezione di qualche fenomeno isolato, come sui conoidi da *debris flow* a monte di Ballino, dove nel 1999 una colata ha raggiunto la strada statale n°421.

## 7.1. - LA GRANDE FRANA DI TENNO

Il 27 Novembre 2000, in un periodo caratterizzato da ingenti precipitazioni atmosferiche, il versante orientale di Cima Salti, che si colloca in destra idrografica del torrente Magnone, è stato interessato da un consistente fenomeno gravitativo che ha completamente ostruito l'alveo del torrente stesso, che scorreva alla base del versante, distruggendo un vecchio edificio disabitato e lambendo un'abitazione.

La frana ha una estensione di circa 12 ha con un volume di materiale mobilitato che può essere ragionevolmente stimato in poco meno di  $2-3 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ .

### 7.1.1. - SITUAZIONE E STUDI PRECEDENTI

Il versante orientale di Cima Salti era già stato interessato nel passato da fenomeni franosi di dimensioni superiori a quelle di questo ultimo evento, che secondo alcuni autori avevano contribuito a creare le condizioni morfologiche per la formazione dello specchio lacustre di Tenno (Fig. 25) (per una discussione sulla genesi del Lago vedi paragrafo 4.3.4).

Le caratteristiche principali di questa frana erano state analizzate nel 1981 da F. VAIA, che aveva pubblicato uno studio riguardante questo evento originario e, sulla base di analisi geologico strutturali e di simulazioni numeriche, era giunto alle seguenti considerazioni: le cause preparatrici dell'evento franoso sono da ricercare nell'elevata tettonizzazione del substrato roccioso, predisponente sia l'instabilità globale del versante, ma anche una elevata capacità di infiltrazione delle acque meteoriche; il fenomeno si è potuto attivare solo in occasione di intensi fenomeni sismici (anche XII grado scala Mercalli); l'elevata distanza percorsa dall'accumulo di frana è verificata numericamente solo assumendo un



Fig. 25 - Ortofoto della zona di Tenno prima della frana del Novembre 2000. Si noti l'ampia nicchia di Cima Salti e parte dell'accumulo nei pressi della morena che sostiene il Lago di Tenno.

basso valore dell'attrito dinamico al contatto tra massa in movimento e substrato; ciò è spiegabile ipotizzando la presenza di un substrato gelato e quindi si suppone che l'evento franoso, attribuito ad un periodo tra il 1000 ed il 1200 d.C. sia avvenuto nel periodo invernale.

#### 7.1.2. - ANALISI DELLE CONDIZIONI GEOLOGICHE AL CONTORNO

L'evento franoso del 27 Novembre 2000 si è verificato sullo stesso versante interessato dalla paleofrana, coinvolgendo principalmente i depositi quaternari che occupano l'ampia zona di nicchia.

L'evento ha profondamente modificato l'aspetto morfologico preesistente: si consideri che prima del verificarsi della frana il versante aveva una pendenza

media di 20° gradi nella parte inferiore e 26° in quella superiore; successivamente la pendenza media risulta di circa 13° ma non è costante variando da circa 20° nella parte distale ad 11° nella parte intermedia sino ai 51° in corrispondenza della nicchia di distacco (Fig. 26).



Fig. 26 - La frana del Novembre 2000 fotografata dal versante orientale del Torrente Magnone pochi giorni dopo l'evento franoso.

Successivamente all'evento, il Servizio Geologico della P.A.T. ha avviato una campagna d'indagine geognostica, sia di tipo diretto che indiretto, finalizzata a determinare le caratteristiche del fenomeno anche nell'ambito del progetto di sistemazione idraulica del T. Magnone.

In particolare sono stati effettuati sette sondaggi meccanici a carotaggio continuo, sia sul corpo della frana che nell'area prossima ad essa, che, pur presentando in superficie analoghe caratteristiche litologiche e geomorfologiche, non era stata coinvolta nel movimento gravitativo. Nei fori di sondaggio sono stati installati alcuni piezometri (8) ed inclinometri (4), al fine di monitorare la dinamica dell'evento e dell'area prossima al corpo di frana, anche in funzione dell'intervento di sistemazione idraulica progettato.

Oltre alle indagini dirette, che hanno consentito la raccolta di campioni su cui sono state eseguite diverse indagini geotecniche di laboratorio, sono state eseguite alcune indagini geofisiche, ed in particolare indagini di *imaging* elettrico, al fine di determinare le caratteristiche della circolazione idrica ipogea.

I sondaggi meccanici hanno mostrato come la litologia di superficie di tutta

l'area indagata sia omogenea, costituita essenzialmente da un deposito ghiaioso e ciottoloso, con matrice sabbiosa debolmente limosa, definibile come il deposito gravitativo messo in posto dal precedente fenomeno franoso.

A profondità variabile, in 3 sondaggi su 4 è stato incontrato un livello di spessore variabile descrivibile come un limo con argilla di colore nerastro inglobante ghiaia e ciottoli.

Lo spessore di questo deposito, dove non mobilizzato, è indeterminato, ma sicuramente superiore ad alcune decine di metri; esso presenta la caratteristica che all'aumento della profondità diminuisce la frammistione con elementi clastici fino a rimanere solo limi, mentre in profondità il sedimento risulta quasi litificato.

L'intervallo limoso, probabilmente sollevato per sovrascorrimento al piede del corpo di frana, è visibile per un metro circa di spessore a monte della strada provinciale. L'analisi dell'affioramento ne conferma l'origine lacustre, dovuta allo sbarramento della lingua insinuata da Sud nell'evento tardiglaciale che portò alla formazione delle morene trasversali al solco di Ballino, tra cui quella che sostiene il Lago di Tenno (v. par 4.3.4).

La porzione superficiale dello stesso, che appare ben consolidata e con considerevole presenza di elementi clastici, fa ritenere che essa abbia costituito la superficie di scivolamento del movimento franoso; questo risulta evidente per la sua collocazione geometrica nella parte distale dell'accumulo, dove costituisce la separazione tra superficie morfologica originaria ed accumulo di frana.

I sondaggi meccanici effettuati all'esterno dell'area di frana hanno fornito dei dati parzialmente in disaccordo con quanto emerso in quelli precedenti: il deposito limoso infatti è stato rilevato solamente nella porzione sommitale, mentre le indagini realizzate nella parte inferiore non ne hanno mostrata traccia, giungendo ad interessare il substrato roccioso, estremamente fratturato (Fig. 27).

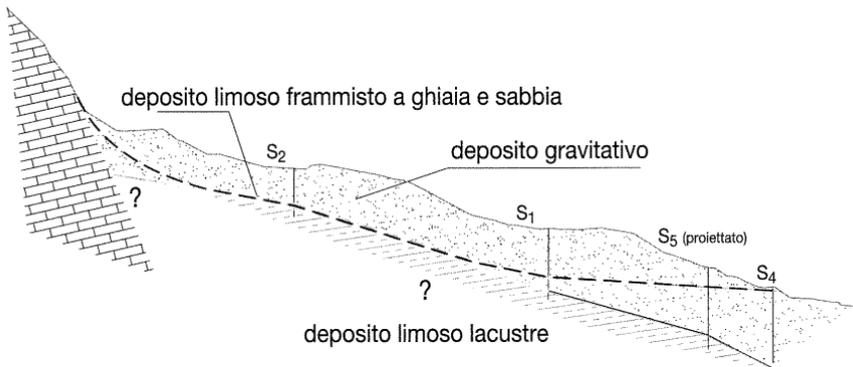


Fig. 27 - Sezione geologica schematica attraverso il corpo di frana con correlazione dei sondaggi meccanici.

Considerazioni di tipo stratigrafico fanno ritenere il deposito limoso come un probabile sedimento lacustre di età quaternaria, non presente in affioramento nell'area circostante; non si conosce pertanto la sua estensione areale né i rapporti con la formazione rocciosa sottostante.

È probabile comunque che tale successione abbia giocato un ruolo importante anche in occasione del precedente evento franoso; tale considerazione nasce dalle analisi geotecniche, ad in particolare dalle prove di taglio diretto eseguite sui campioni limoso-argillosi.

Essi, hanno mostrato un campo di variabilità dell'angolo di attrito residuo compreso tra i 15° ed i 19° e, nello studio di Vaia del 1981 si ipotizzava un angolo di attrito dinamico di circa 10° per giustificare l'evoluzione del fenomeno franoso.

Questi valori sono sicuramente confrontabili e permettono pertanto di ipotizzare che la superficie di scivolamento, anche del precedente evento, fosse imposta all'interno del deposito limoso.

In ogni caso un ruolo essenziale nell'originarsi della frana del Novembre 2000 è stato quello svolto dalla circolazione idrica nell'ammasso roccioso fraturato che, a seguito delle consistenti precipitazioni di quell'autunno, aveva saturato gran parte del deposito detritico.

Le indagini svolte (dirette ed indirette), oltre che le misure piezometriche effettuate a partire dal Giugno 2001, mostrano come generalmente la circolazione idrica sia molto scarsa con limitate fluttuazioni della piezometrica; si ritiene però che in occasione dei rilevanti apporti atmosferici che hanno preceduto l'evento franoso, la notevole altezza della falda possa aver generato una importante sovrappressione all'interno del versante con conseguente brusco calo delle caratteristiche di resistenza dell'ammasso.

Ciò è risultato evidente, oltre che dalle indagini effettuate, dalla presenza, sulla parete rocciosa venuta a giorno a seguito della frana, di alcune emergenze idriche che sono rimaste attive alcuni mesi, per poi esaurirsi con l'arrivo della stagione primaverile.

## 8. - ARCHEOLOGIA

(P. Bellintani)

### 8.1. - LE PALAFITTE DI FIAVÈ

Il sito palafitticolo di Fiaavè è situato al margine nordorientale della Tavola in prossimità di un dosso costituito da depositi glaciali di alloggiamento circondato dai depositi palustri della cosiddetta torbiera di Fiaavè.



Fig. 28 - *Panoramica del bacino dell'ex lago Carera, vista da Sud; poco a destra del centro della foto sono visibili le zone di scavo 1 e 2 (da PERINI 1984, p.18).*



Fig. 29 - Planimetria dell'area soggetta ad indagine archeologica. I numeri si riferiscono alle zone di scavo o prospettate con carotaggi (da MARZATICO 1990, p.247).

### 8.1.1. - LA SCOPERTA E LE RICERCHE

Come in molti altri casi documentati sul versante italiano delle Alpi nel corso della II metà del XIX secolo, anche il sito palafitticolo sepolto nella torbiera di Fiaavè venne casualmente individuato, tra il 1853 e il 1863, in seguito allo sfruttamento industriale della torba. Fino agli anni '60 del secolo scorso l'interesse attorno alle scoperte effettuate presso l'antico lago "Carera" si è limitato alla raccolta di materiali archeologici e a piccoli saggi di scavo (1940).

Ricerche sistematiche sono invece state promosse, tra il 1969 e il 1975, dal Museo Tridentino di Scienze Naturali e successivamente dall'Ufficio Beni Archeologici della Provincia Autonoma di Trento, sotto la direzione di Renato Perini. Tali indagini hanno permesso l'esplorazione di circa 800 mq (zona 1 e 2), corrispondenti a circa un decimo dell'area presumibilmente insediata in antico (Figg. 28 e 29).

A partire dal 1980, sotto la direzione di Perini e poi di Franco Marzatico, sono state intraprese nuove indagini mirate all'esplorazione di altre aree insediate (zona 4), ma soprattutto alla raccolta, tramite carotaggi, di informazioni concernenti l'evoluzione del paleoambiente e le tracce dell'impatto antropico su di esso. Il carattere interdisciplinare di queste ricerche, che ha visto la collaborazione di esperti di diverse università europee e la rapida pubblicazione dei risultati di scavo, hanno fatto di Fiaavè uno dei siti più importanti a livello continentale, per quel che concerne la ricerca sugli abitati preistorici in zona umida (MARZATICO 1990).

### 8.1.2. - FASI INSEDIATIVE E CARATTERISTICHE DEGLI ABITATI

Analogamente a molti altri laghi alpini, forse anche il Carera fu periodicamente frequentato dall'uomo per accampamenti stagionali in età mesolitica, come sembrerebbero indicare le tracce di industria litica individuate nella zona 5.

Tuttavia le prime sicure testimonianze di un abitato relativamente stabile sono databili al Tardo Neolitico, ovvero nell'ambito della prima metà del IV millennio a.C. (fase Fiaavè 1). Questo insediamento sorge in corrispondenza di un debole rilievo all'interno del bacino del lago ("isoletta" - zona 1) ed è caratterizzato da una struttura di bonifica spondale, ossia da piattaforme costituite da tronchi di larice e pino e colmate con frasche, realizzata lungo la sponda dell'isoletta per renderla edificabile.

Le testimonianze più significative, sia per la ricchezza e le sorprendenti condizioni di conservazione dei materiali organici, sia per la varietà e la spettacolarità delle strutture d'abitato, sono quelle relative all'età del Bronzo (fine III - II millennio a.C.). Ad una fase, ancora poco conosciuta, relativa all'inizio dell'antica età del Bronzo (fase Fiaavè 2) segue, alla fine di questo periodo, l'edificazione di almeno due nuclei d'abitato, distanti circa 250 m (zone 2 e 4), caratterizzati da



Fig. 30 - Particolare della struttura palafitticola a pali isolati messa alla luce nella zona 2; fasi Fiavè 3,4,5; Bronzo antico e medio iniziale (da PERINI 1984, p 281)

strutture in elevato sull'acqua sorrette da una fitta selva di pali infissi nel limo lacustre (fase Fiavè 3). La zona 2 continua ad essere occupata con le medesime modalità insediative (pali, prevalentemente di abete rosso, di 9 - 10 m di lunghezza complessiva, piantati nel limo per 5 - 6 m) anche nella media età del Bronzo (fase Fiavè 4 e 5; Fig. 30).

Le ricerche ivi condotte sono a tutt'oggi un punto fermo negli studi di settore perché provano la sostanziale fondatezza dell'ipotesi "classica" delle palafitte come abitati sull'acqua, modello interpretativo ereditato dalle prime indagini ottocentesche nei bacini lacustri dell'area alpina e lungamente discusso nel corso del XX secolo (Fig. 31).

All'abbandono del villaggio eretto su pali isolati, ritorna ad essere occupata, in un momento avanzato della media età del Bronzo, l'isoletta della zona 1 (fase Fiavè 6). L'insediamento presenta molteplici ed anche originali soluzioni strutturali sia su terreno asciutto, alla sommità del piccolo rilievo, sia sulla sponda ed oltre la riva. In questo caso i pali verticali che dovevano sorreggere le piattaforme sull'acqua erano saldamente vincolati a tronchi e travi adagiati sul fondo lacustre in modo da formare una maglia ortogonale. Lo spazio abitato era racchiuso da una palizzata rivolta verso il centro del lago (Figg. 32 e 33).

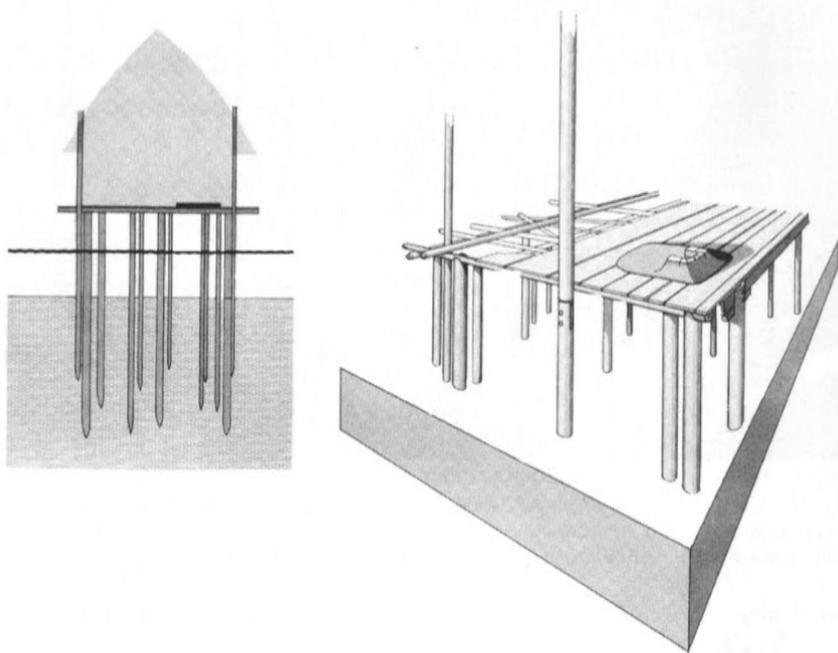


Fig. 31 - Ricostruzione grafica delle palafitte delle fasi Fiavè 3, 4, 5 (da PERINI 1984, p. 283)



Fig. 32 - Scavo della palafitta con fondazione a travi continue nella zona I (fase Fiavè 6; Bronzo medio avanzato). I pali verticali erano vincolati alla griglia formata dalle travi orizzontali, sulla quale scaricavano il peso della struttura soprastante (da PERINI 1984, p. 103)

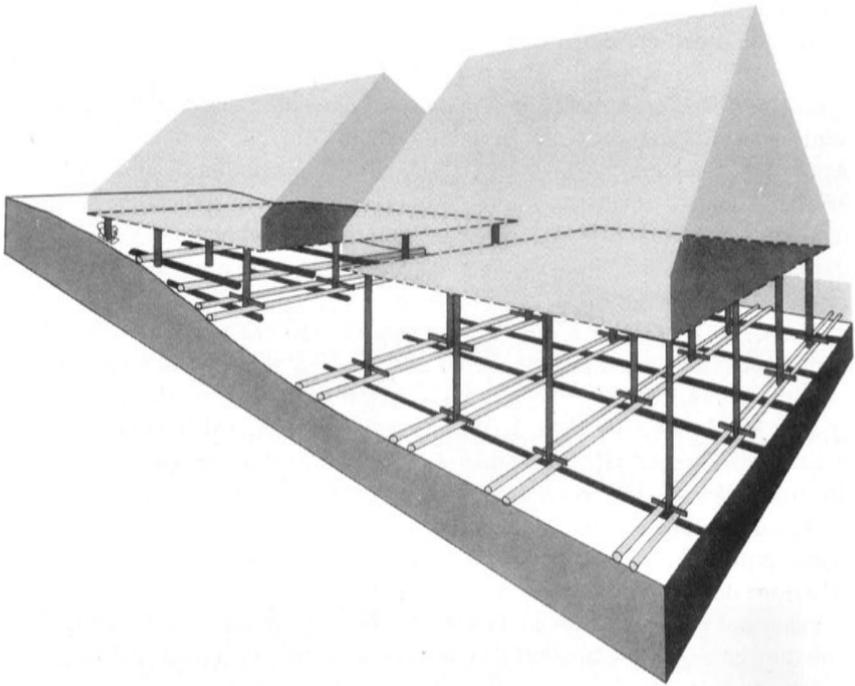


Fig. 33 - Ricostruzione grafica della palafitta della fase FiaVè 6 (da PERINI 1984, p.127)

Con l'età del Bronzo recente (fase FiaVè 7) si riducono le testimonianze insediative lungo le sponde dell'ex lago Carera, tuttavia ciò non comporta l'immediato abbandono dell'area. Sul Dos Gustinaci, rilievo morenico al margine meridionale del bacino (zona 3), sono stati ritrovati terrazzamenti e tracce di muratura a secco relativi ad alcune abitazioni a pianta quadrangolare, ultime testimonianze della presenza stabile dell'uomo in prossimità del lago (PERINI 1984).

A partire dal Bronzo finale e soprattutto nel corso dell'età del Ferro (I millennio a.C.) l'area è ancora episodicamente frequentata dall'uomo, come indicano sporadici rinvenimenti di armi, falci e resti ceramici. Un'ipotesi recentemente avanzata propone di interpretare tali materiali come residuo di pratiche legate a qualche forma di culto delle acque (DAL RI e TECCHIATI 2002).

### 8.1.3. - UOMO E AMBIENTE

Le indagini sedimentologiche, paleobotaniche e archeozoologiche hanno infine fornito importanti indicazioni relative all'economia di sussistenza che rivelano l'adattamento all'ambiente ma anche il non indifferente impatto eserci-

tato su questo dall'uomo preistorico.

Nel corso dell'età del Bronzo il bosco originario (prevalentemente faggi e querce, nonché ontani nelle zone più umide) viene intaccato in modo cospicuo in prossimità dell'area abitata per creare spazi alle colture agricole. Queste sono caratterizzate da una notevole varietà di specie coltivate (4 diversi tipi di frumento, orzo e leguminose), cosa che comporta la possibilità di più raccolti nel corso dell'anno. L'analisi dei resti carbonizzati di cereali indica che le spighe erano conservate intere e che conseguentemente la trebbiatura doveva essere effettuata un po' alla volta nel corso dell'anno (tale pratica risulterebbe vantaggiosa in ambienti umidi).

Anche l'allevamento è ampiamente attestato e vede una netta prevalenza degli ovo-caprini (stimati tra 58,4 e 80,3 % circa sul totale delle faune) rispetto ai bovini (da 14,3 a 33,8 %) e ai suini, questi ultimi ben poco rappresentati (da 5,3 a 7,6 %). Dall'analisi delle deiezioni animali rinvenute all'interno dell'abitato scavato nella zona 4 (Bronzo antico III) si è potuto accertare che nel corso dell'inverno il bestiame veniva tenuto all'interno del villaggio e nutrito con frasche di nocciolo, betulla e faggio. Alla pratica della scalvatura di alberi e arbusti sembra preferita, nel corso del Bronzo medio (Fiavè 6), la fienagione; anche la conservazione del fieno doveva essere effettuata all'interno del villaggio.

Per quanto ormai ridotta ad un ruolo secondario, la raccolta di specie selvatiche integra in modo consistente la dieta delle popolazioni palafitticole: si tratta soprattutto di corniole, mele selvatiche e nocciole; molto abbondanti anche le ghiande, forse usate per il bestiame. Come di norma per l'età del Bronzo, anche la caccia ai selvatici (cervo, cinghiale) è una pratica marginale, mentre sorprende, considerata la presenza del lago, la scarsità di resti di pesce (GREIG 1984; JONES e ROWLEY-CONWY 1984; JARMAN 1975; KARG 1998).

#### **8.1.4. - PRODUZIONI ARTIGIANALI E CARATTERIZZAZIONE CULTURALE**

La quantità e la buona conservazione di materiali archeologici rinvenuti nei depositi torbosi di Fiavè ha permesso di ricostruire un quadro piuttosto preciso delle attività artigianali. Eccezionali sono i reperti in legno (in particolare recipienti cilindrici, tazze, frullini, immanicature per asce, falcetti, un aratro e un arco, Fig. 34) e in fibre vegetali intrecciate (cesti, un copricapo, Fig. 35).

A questi preziosi documenti che integrano le scarse conoscenze sulla falegnameria e la carpenteria dell'età del Bronzo, si accompagnano migliaia di reperti in ceramica e in osso e corno di cervo. I primi in particolare hanno permesso la definizione dell'aspetto culturale delle diverse fasi insediative a partire da Fiavè 1 che sembra collegabile, per molti aspetti, alla facies tardo neolitica nord-alpina di Pfynd-Altheim. Dopo un apparente iato di circa 1500 anni, solo pochi resti ceramici (Fiavè 2) documentano la fase formativa dell'antica età del Bronzo nord-italiana, ossia della facies di Polada, mentre è ben documentato l'aspetto



Fig. 34 - Tazza in legno di acero; fase Fiavè 5 (da PERINI 1987, p. 285)

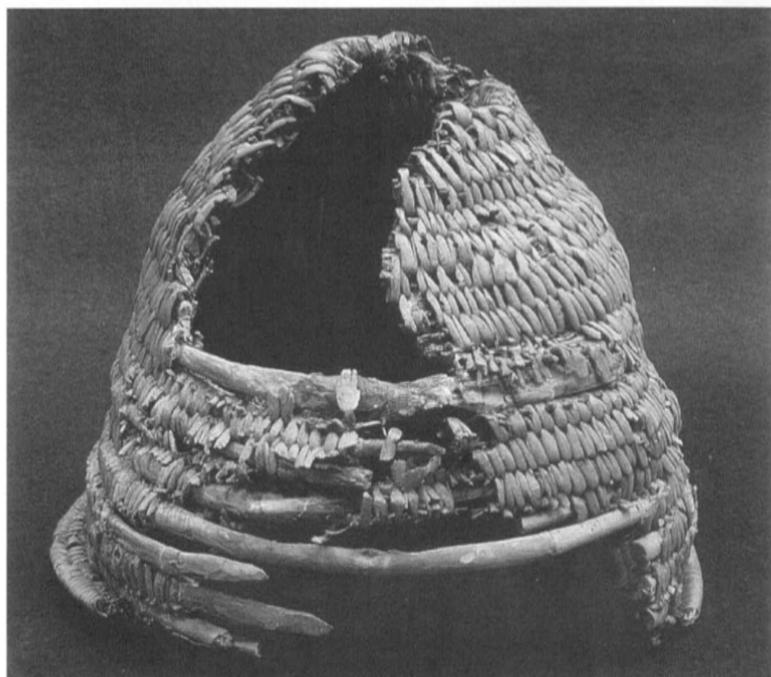


Fig. 35 - Casco realizzato in rametti di pino, viburno e erba palustre; fase Fiavè 6 (da PERINI 1987, p. 189)

più tardo di questa (Fiavè 3) che, pur mantenendo affinità con l'area gardesana e padana, presenta diverse caratteristiche specificamente locali che evolveranno e caratterizzeranno in questo senso anche le produzioni del Bronzo medio (Fiavè 4-6) e del Bronzo recente (Fiavè 7).

La metallurgia del bronzo è testimoniata oltre che da reperti (asce, pugnali, elementi decorativi; Fig. 36) anche da alcuni strumenti per la sua lavorazione (ugelli da mantice, crogioli). Infine una spirale di filo doppio in oro ed alcuni elementi di collana in ambra documentano l'arrivo dall'Europa transalpina di oggetti e/o materie prime di particolare pregio, probabilmente destinate a personaggi di alto rango (PERINI 1987; 1994).

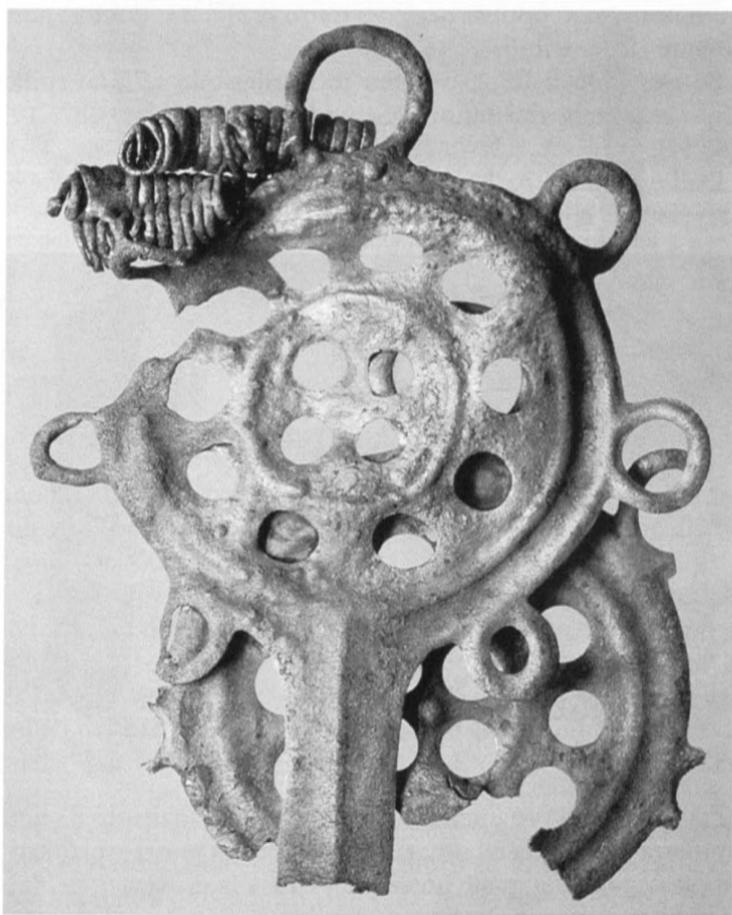


Fig. 36 - Spilloni in bronzo con testa a disco traforata; fase Fiavè 6 (da PERINI 1987, p. 31)

## BIBLIOGRAFIA

- ASSERETO R. e CASATI P., 1965 - *Revisione della stratigrafia permo-triassica della Val Camonica meridionale* (Lombardia). Riv. It. Paleont., **71**, 999-1097.
- ASSERETO R., JADOUL, F. e OMENETTO P., 1977 - *Stratigrafia e metallogenese del settore occidentale del distretto a Pb, Zn, fluorite e barite di Gorno (Alpi bergamasche)*. Riv. It. Paleont., **83**, 395-532.
- AUBOUIN J., 1964 - *Essai sur la paléogéographie post-triasique et l'évolution secondaire et tertiaire du versant sud des Alpes orientales (Alpes méridionales, Lombardie et Vénétie, Italie; Slovénie occidentale, Yougoslavie)*. Bull. Soc. Géol. France, **7**, **5**, pp. 730-766, Paris.
- BERNOULLI D., 1964 - *Zur Geologie des Monte Generoso (Lombardische Alpen)*. Beitrage zur Geol. Karte Schweiz, n.s., **118**, pp. 1-134, Bern.
- BERNOULLI D. e PETERS T., 1970 - *Traces of rhyolitic-trachytic volcanism in the Upper Jurassic of the Southern Alps*. Eclogae Geol. Helv., **63**, 609-621.
- BERSEZIO R. e FORNACIARI M., 1988 - *Geometria e caratteri stratigrafici della Sequenza Cenomaniana nel Bacino Lombardo (Alpi Meridionali)*. Riv. It. Paleont. Strat., **94/3**, 425-454.
- BERTOTTI G., PICOTTI V., BERNOULLI D. e CASTELLARIN A., 1993 - *From rifting to drifting: tectonic evolution of the South-Alpine upper crust from the Triassic to the Early Cretaceous*. In: S. Cloetingh, W. Sassi, F. Horvath and C. Puigdefabregas (Eds.), *Basin Analysis and Dynamics of Sedimentary Basin Evolution*. Sedimentary Geology, **86**, pp. 55-76, Amsterdam.
- BERTOTTI G., PICOTTI V. e CLOETINGH S., 1998 - *Lithospheric weakening during "retro-foreland" basin formation: tectonic evolution of the central South Alpine foredeep*. Tectonics, **17**, **1**, 131-142.
- BIONDI E., PEDROTTI F. e TOMAS G., 1981 - *Relitti di antiche foreste sul fondo di alcuni laghi del Trentino*. St. Trent. Sc. Nat., **58**, 93-117.
- BITTNER A., 1881 - *Ueber die geologischen Aufnahmen in Judicarien und Val Sabbia*. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst., **31**, **3**, 219-370.
- BITTNER A., 1883 - *Nachtraege zum Berichte ueber di geologischen Aufnahmen in Judicarien und Val Sabbia*. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst., **33**, **3**, 405-442.
- BONI A., CASSINIS G. e VENZO S., 1970 - *Foglio 47 Brescia. Note illustrative della Carta Geologica d'Italia*. 93 pp.
- BONNEAU M., 1970 - *Contribution à l'étude géologique de la Judicarie au Nord-Ouest du lac de Garde (Alpes méridionales, province de Trente, Italie)*. Bull. Soc géol. de France, **7**, **11**, 816-829.
- BOSELLINI A., 1965 - *Lineamenti strutturali delle Alpi meridionali durante il Permo-Trias*. Mem. Museo Storia Nat. Ven. Trident., **15**, **3**, 1-72.
- BOSELLINI A., 1967 - *Torbiditi carbonatiche nel Giurassico delle Giudicarie e loro significato geologico*. Ann. Univ. Ferrara, n.s., sez. **9**, **4**, **8**, 101-115.

- BRACK P. e RIEBER H., 1986 - *Stratigraphy and ammonoids of the Lower Buchenstein Beds of the Brescian Prealps and Giudicarie and their significance for the Anisian/Ladinian boundary*. *Ecl. geol. Helv.*, **79**, 1, 181-225.
- BRACK P. e RIEBER H., 1993 - *Towards a better definition of the Anisian/Ladinian boundary: New biostratigraphic data and correlations of boundary sections from the Southern Alps*. *Ecl. geol. Helv.* **86/2**, 415-527.
- BROCHIER J.L., CORBOUD P., PUGIN C., SCHNEIDER A.M. e MARZATICO F., 1988 - *Une étude extensive d'un complex préhistorique en milieu humide, l'exemple de Fiavé-Carera*. *Annali Benacensi*, 9° Convegno Archeologico, 181-199.
- BURCHELL M.T., STEFANI M. e MASETTI D., 1990 - *Cyclic sedimentation in the Southern Alpine Rhaetic: the importance of climate and eustasy in controlling platform-basin interactions*. *Sedimentology*, **37**, 795-815.
- CADROBBI M., 1943a - *La regione tra il solco di Ballino, la catena Gaverdina-Cadria e la Valle di Ledro. Nota preliminare*. *St. Trent. Sc. Nat.*, **24**, (2-3), 41-73.
- CADROBBI M., 1943b - *Contributi per la conoscenza della linea tettonica di Ballino (Riva del Garda)*. *St. Trent. Sc. Nat.*, **24**, (2-3), 75-93.
- CADROBBI M., 1943c - *Di alcune interessanti formazioni quaternarie della regione a Nord e a Sud della Val di Ledro (Trentino sud-occidentale)*. *Mem. R. Acc. Sc. Lett. e Arti*, Padova, n.s., **59**, 5-14.
- CASOLARI E., 1994 - *Rilevamento geologico, stratigrafia e analisi strutturale dell'area compresa tra Riva del Garda ed il Lago di Ledro (Trentino occidentale)*. Tesi di Laurea, Università di Bologna.
- CASOLARI E. e PICOTTI V., 1997 - *La Formazione di Val d'Oro: un pendio deposizionale eoliassico al margine nordorientale del Bacino Lombardo (Alpi Meridionali)*. *Atti Tic. Sc. Terra*, **5**, pp. 41-52, Pavia.
- CASSINIS G., 1971 - *Lineamenti paleogeografici del Retico bresciano*. *Atti Ist. Geol. Univ. Pavia*, **22**, 91-109.
- CASTELLARIN A., 1965 - *Alcune breccie titonico-neocomiane della sponda occidentale del Lago di Garda*. *Boll. Soc. geol. It.*, **84**, 1, 41-54.
- CASTELLARIN A., 1966 - *Filoni sedimentari nel Giurese di Loppio (Trentino meridionale)*. *Giorn. Geol.*, **33**, 2, 528-554.
- CASTELLARIN A., 1972 - *Evoluzione paleotettonica sinsedimentaria del limite tra piattaforma veneta e bacino lombardo a Nord di Riva del Garda*. *Giorn. Geol.*, s. 2, **38** (1), pp. 11-212, Bologna.
- CASTELLARIN A., 1977 - *Ipotesi paleogeografica sul bacino del Flysch sudalpino cretacico*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **95**, 501-511.
- CASTELLARIN A., (a cura di), 1981 - *Carta tettonica delle Alpi Meridionali (alla scala 1:200.000)*. *Progr. Fin. Geodinamica (S.P. 5) C.N.R.*, 441, 1-220, Tecnoprint, Bologna.
- CASTELLARIN A. e SARTORI R., 1982 - *Geologia della Linea delle Giudicarie Sud (tra Pieve di Bono e Tione)*. In: A. Castellarin e G.B. Vai (a cura di): *Guida*

- alla geologia del Sudalpino centro-orientale*. Guide geol. Reg. S.G.I., 103-114. Tecnoprint, Bologna.
- CASTELLARIN A., PERRI M.C., RESENTERRA L. e SARTORI R., 1982 - *Vulcaniti Triassiche della Zona delle Giudicarie (area di Roncone e dintorni)*. In: A. Castellarin e G.B. Vai (a cura di): Guida alla geologia del Sudalpino centro-orientale. Guide geol. Reg. S.G.I., 173-177. Tecnoprint, Bologna.
- CASTELLARIN A., FESCE A.M., PICOTTI V., PINI G.A., PROSSER G., SARTORI R., SELLI L., CANTELLI L. e RICCI R. 1988 - *Structural and kinematic analysis of the Giudicarie deformation belt. Implications for compressional tectonics of Southern Alps*. Min. Petr. Acta, **30** (1987), 287-310.
- CASTELLARIN A., CANTELLI L., FESCE A.M., MERCIER J.L., PICOTTI V., PINI G.A., PROSSER G. e SELLI L., 1992 - *Alpine compressional tectonics in the Southern Alps. Relationships with the N-Apennines*. Annales Tectonicae, **6**, 1, 62-94.
- CASTELLARIN A. e PICOTTI V., 1990 - *Jurassic tectonic framework of the eastern border of the Lombardian basin*. Eclogae geol. Helv., **83/3**, pp. 683-700, Basel.
- CASTELLARIN A., PICCIONI S., PROSSER G., SANGUINETTI E., SARTORI R. e SELLI L., 1993 - *Mesozoic continental rifting and neogene inversion along the South Giudicarie Line (Northwestern Brenta Dolomites)*. Mem. Soc. Geol. It., **49**, 125-144.
- CADROBBI M., 1943a - *La regione tra il solco di Ballino, la catena Gaverdina-Cadria e la Valle di Ledro*. Nota preliminare. St. Trent. Sc. Nat., **24**, 2-3, 41-73.
- CADROBBI M., 1943b - *Contributi per la conoscenza della linea tettonica di Ballino (Riva del Garda)*. St. Trent. Sc. Nat., **24**, 2-3, 75-93.
- CADROBBI M., PASA A. e Trevisan L., 1948 - *Carta Geologica delle Tre Venezie. Foglio 35 Riva*. Scala 1:100.000.
- COBIANCHI, M. e PICOTTI V., 2001 - *Sedimentary and biological response to sea-level and palaeoceanographic changes of a Lower-Middle Jurassic Tethyan platform margin (Southern Alps, Italy)*. Palaeog., Palaeocl., Palaeoec., **169**, 219-244.
- DAL RI L. e TECCHIATI U. 2002 - *I Gewaesserfunde nella preistoria e protostoria dell'area alpina centromeridionale, in Kult der Vorzeit in den Alpen - Culti nella preistoria delle Alpi. Le offerte, i santuari, i riti, Arge Alp*. Collana della Commissione di lavoro regioni alpine, ed. Athesia, Bolzano, pp.457-492.
- DEWEY J.F., HELMAN M.L., TURCO E., HUTTON D.H.W. e KNOTT S.D., 1989 - *Kinematics of the Western Mediterranean*. In: Coward M.P., Dietrich D. and Park R.G. (Eds) Alpine Tectonics, Geol. Soc. Spec Publ., **45**, 265-283, London.
- FERRARI A., 1982 - *Geologia del Monte Giovo (Versante settentrionale del Monte Baldo-Trentino)*. In: A. Castellarin e G.B. Vai (a cura di): Guida alla geologia del Sudalpino centro-orientale. Guide geol. Reg. S.G.I., 67-77.
- GAETANI M., 1975 - *Jurassic stratigraphy of the Southern Alps: a review*. In C. Squires (Ed.), Geology of Italy, Earth Sc. Soc. Libyan Arab. Republ., pp.

- 377-402, Tripoli.
- GAETANI, M., 1986 - *Il Triassico dell'Adamello Meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **26**, 105-118.
- GNACCOLINI M., 1965a - *Il Trias in Lombardia. (Studi geologici e paleontologici)*. XV. *Calcarea di Zu e Argillite di Riva di Solto. Due formazioni del Retico lombardo*. Riv. It. Paleont., **71**, 4, 1099-1121.
- GNACCOLINI M., 1965b - *Il Trias in Lombardia (Studi geologici e paleontologici)*. X. *Sul significato stratigrafico della "Dolomia a Conchodon"*. Riv. It. Paleont., **71**, 1, 155-166.
- GREIG J. 1984, - *A preliminary report on the pollen diagrams and some macrofossil results from palafitta Fivavè*. In Perini 1984, pp.305-322.
- GUEMBEL C.W. (VON) 1857 - *Untersuchungen in den bayerischen Alpen zwischen Isar und Salzach*. Jahrb. K. K. Geol. Reichsanst., Jahrg. VII, H. I, 146-151.
- HAAS O., 1912 - *Die Fauna des mittleren Lias von Ballino in Suedtirol*. I Teil. Beitrage zur Palaeont. und Geol. Oesterr.-Ung. und des Orient., **25**, 4, 223-285.
- HAAS O., 1913 - *Die Fauna des mittleren Lias von Ballino in Suedtirol*. II Teil. Beitrage zur Palaeont. und Geol. Oesterr.-Ung. und des Orient., **26**, 1-2, 1-161.
- Hauer F.R. (VON), 1857 - *Ein Beitrag zur Kenntniss der Raibler Schichten*. Sitzung. K. Akad. Wiss., Math.-Nat. Kl., Bd. **24**, 537-566
- Hauer F.R. (VON), 1858 - *Erlaeuterungen zu einer geologischen Uebersichtskarte der Schichtgebirge der Lombardie*. Jahrb. K. K. Geol. Reichsanst., Bd. **9**, 445-496.
- ISSC, International Subcommittee on Stratigraphic Classification of IUGS International Commission on Stratigraphy, 1994 - *International Stratigraphic Guide. A guide to stratigraphic classification, Terminology and procedure*. Second Edition (A. Salvador Ed.), IUGS e GSA, 214 pp. Boulder.
- JADOU L., MASETTI D., CIRILLI S., BERRA F., CLAPS M. e FRISIA S., 1994 - *Norian-Rhaetian Stratigraphy and paleogeographic evolution of the Lombardy Basin (Bergamasc Alps)*. In G. Carannante and R. Tonielli (Eds.) IAS 15th Regional meeting, Post Meeting Fieldtrip Guidebook, Escursion B1, pp. 3-38, Ischia
- JARMAN M.R. 1975, *The Fauna and Economy of Fivavè*, in "Preistoria Alpina", **11**, pp. 65-73.
- JONES G. e ROWLEY-CONWY 1984, *Plant remains from the North Italian lake dwellings of Fivavè (1400-1200 b.c.)*, in PERINI 1984, pp. 323-355.
- KARG S. 1998, *Winter- and Spring-foddering of Sheep/Goat in the Bronze Age Site of Fivavè-Carera, Northern Italy*, in "Environmental Archaeology", **1**, pp. 87-94.
- LANZINGHER M., MARZATICO F. e PEDROTTI A. (a cura di), 2000, *Storia del Trentino. La preistoria e la protostoria*, ed. Il Mulino, Bologna.
- LEPSIUS R., 1878 - *Das westliche Suedtirol geologisch dargestellt*. 1-375, Berlin.
- MARTIRE, L., 1992 - *Sequence stratigraphy and condensed pelagic sediments*. An

- example from the Rosso Ammonitico Veronese, northeastern Italy. Paleogeogr. Paleoclim. Paleoecol.*, **94**, 169-191.
- MARZATICO F. 1990 - *Gli abitati preistorici nella torbiera di Fiavè*, in: Die ersten Bauer. Pfahlbaufunde Europas, Schweizerisches Landesmuseum Zurich, pp.245-252.
- MASETTI D., NERI C., STEFANI M. e ZANELLA R., 1985 - *Cicli e tempesti nel "Retico" delle Dolomiti di Brenta*. Mem. Soc. Geol. It., **30**, 267-283.
- NELSON DALE T., 1876 - *A study of the Rhaetic strata of the Val di Ledro in the Southern Tirol*. 1-69. Paterson, New York.
- PASSERI L. D., 1969 - "*Marna di Bruntino*". St. ill. Carta Geol. Italia. Formazioni geol., fasc. 1, Roma
- PENCK A. e BRUECKNER E., 1909 - *Die Alpen im Eiszeitalter*. 1-3, 1-1199. Leipzig.
- PERINI R. 1984 - *Scavi archeologici nella zona palafitticola di Fiavè-Carera*. Parte I. Campagne di scavo 1969-1976. Situazione dei depositi e dei resti strutturali, Servizio Beni Culturali della Provincia Autonoma di Trento. Patrimonio storico e artistico del Trentino, 8, Trento.
- PERINI R. 1987 - *Scavi archeologici nella zona palafitticola di Fiavè-Carera*. Parte II. Campagne di scavo 1969-1976. Resti della cultura materiale. Metallo - osso- litica - legno, Servizio Beni Culturali della Provincia Autonoma di Trento. Patrimonio storico e artistico del Trentino, 9, Trento.
- PERINI R. 1994 - *Scavi archeologici nella zona palafitticola di Fiavè-Carera*. Parte III. Campagne di scavo 1969-1976. Resti della cultura materiale. Ceramica, Servizio Beni Culturali della Provincia Autonoma di Trento. Patrimonio storico e artistico del Trentino, 10, Trento.
- PIA J., 1930 - *Grundbegriffe der Stratigraphie. Mit ausfuerlicher Anwendung auf die Europaeische MittelTrias*. 252 pp. F. Deuticke, Leipzig und Wien.
- PICOTTI V., 1992 - *Ladinian-Carnian evolution of the Barghe structural high (Val Sabbia, Southern Alps)*. Rend. Soc. Geol. It. **14** (1991), 101-106
- PICOTTI V., PROSSER G. e CASTELLARIN A., 1995 - *Structures and kinematics of the Giudicarie - Val Trompia fold and thrust belt (central Southern Alps, Northern Italy)*. Mem. Sci. Geol., **47**, 95-109
- PICOTTI V. e COBIANCHI M., 1996 - *Jurassic periplatform sequences of the Eastern Lombardian Basin (Southern Alps): The deep-sea record of the tectonic evolution, growth and demise history of a carbonate platform*. Mem. Sci. Geol., **48**, 171-219.
- PICOTTI V., BERTOTTI G., CAPOZZI R. e FESCE A.M., 1997 - *Evoluzione tettonica quaternaria della Pianura Padana centro-orientale e dei suoi margini*. Il Quaternario, **10**, 2, 513-520.
- PIFFER G., 1996 - *Studio geologico dell'area compresa tra la Valle del Sarca e la Val d'Inferni. Settore a Sud della Val Marcia*. Tesi di Laurea, Università di Bologna.

- RICHTOFEN F. (VON), 1860 - *Geognostische Beschreibung der Umgegend von Predazzo, St. Cassian und Seisser Alpen, in Sued-Tyrol*. Opera di 327 pp., Verlag Perthes, Gotha.
- RINALDO M. e Jadoul F., 1994 - *La successione anisico superiore-carnica delle Dolomiti di Brenta (Trentino occidentale)*, Studi trentini di Scienze Naturali - Acta Geologica, **69**, pp. 93-118, Trento.
- ROSENBERG G., 1962 - *Bericht aus Judikarien*. Verhandl. Geol. Bundesanst., **1-3**, 63-76.
- SCHWINNER R., 1917 - *Geologischen Schichtenkarte, 1:25.000*. k.k. Kriegvermessung, **11**, Sek. 564/2 Osthaelfte, Wien.
- SCHWINNER R., 1918 - *Das Gebirge westlich von Ballino (Suedwest-Tyrol)*. Verhandl. D. k. k. geol. Reichsanst., **7**, 149-192.
- STAMPFLI G.M., 2000 - *Tethyan oceans*. In B. Bozkurt, J.A. Winchester and J.D.A Piper (eds.), *Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area*, Geol. Soc. London, Spec. Publ. **173**, 1-23.
- STEFANI M. e GOLFIERI A., 1989 - *Sedimentologia e stratigrafia delle successioni retiche al confine fra Lombardia e Trentino*. Riv. It. Paleont. Strat., **95**, 1, 29-54.
- STURANI C., 1971 - *Ammonites and stratigraphy of the "Posidonia alpina" beds of the venetian Alps (middle Jurassic, mainly Bajocian)*. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, **28**, 1-190.
- TRENER G.B., 1909 - *Ueber eine oberjurassisches Grundbrecciakonglomerat in Judicarien (Ballino) und die pseudoliassische Breccie des M.te Agaro in Valsugana*. Verh. K. k. geol. Reichsanst., **7**, 162-178.
- TREVISAN L., 1939 - *Il Gruppo di Brenta*. Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, **13**, 1-128.
- TREVISAN L. e TONGIORGI E., 1958 - *La Terra*, Utet.
- VACEK M., 1886 - *Ueber di Fauna der Oolithe von Cap St. Vigilio, verbunden mit einer Studie ueber die obere Lias-grenze*. Abhandl. K.k. geol. Reichsanst., **12**, 57-212.
- VAIA F., 1981 - *La frana del lago di Tenno (Trentino)*. St. trent. Sc. Nat., **58**, 163-174.
- VENZO S., 1935 - *Il lago di Tenno. Cenni geografico-geologici*. St. trent. Sc. Nat., **16**, 2-3, 133-144.
- VIEL G., 1979 - *Litostratigrafia ladinica: una revisione. Ricostruzione paleogeografica e paleostrutturale dell'area Dolomitico-Cadorina (Alpi Meridionali)*. Riv. Ital. Paleont. Strat., **85**, 1, 85-125; **85**, 2, 297-352.
- WINTERER E.L. e BOSELLINI A., 1981 - *Subsidence and sedimentation on a Jurassic passive continental margin (Southern Alps, Italy)*. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., **65**, pp. 394-421, Tulsa (Oklahoma).

## RINGRAZIAMENTI

L'autore ringrazia tutti coloro che hanno fatto parte del Progetto CARG-PAT 92, nell'ambito del quale sono stati svolti i rilievi, in particolare Mario Nardin e Saverio Cocco, Gianluca Tommasi, tutto lo staff tecnico. Al Prof. Alberto Castellarin, che ha introdotto l'autore alla geologia delle Giudicarie, va attribuito ben più di un semplice ringraziamento: le lunghe discussioni e la sua paziente supervisione hanno permesso il continuo miglioramento della qualità scientifica di questo lavoro. Molti temi trattati in queste note sono stati affrontati e proficuamente discussi con i Proff. Miriam Cobianchi e Giovanni Bertotti. Il "gruppo di lavoro" sui depositi continentali plio-quadernari è stato di grande supporto nell'impostazione del problema e nella interpretazione dei risultati: grazie al Prof. Alberto Carton, al Prof. Giovanni Battista Pellegrini, nonché al Prof. Antonio Carraro ed ai Dr. Guido Bollettinari, Andrea Borsato e Marco Avanzini. La stratigrafia Triassica, in particolare, è stata a lungo discussa con un gruppo di studiosi, tra cui si ricorda Peter Brack, Marco Avanzini, Lorenz Keim. Le fasi finali della stesura hanno potuto beneficiare di discussioni con il Dr. Marco Avanzini che ha pazientemente letto le prime bozze, e della accurata revisione finale di Gianluca Tommasi. Infine, ma non per ultimi, coloro che hanno condiviso abitazione e fatiche (e gioie) giudicariesi negli anni dei rilievi di terreno: Luigi Cantelli e Luigi Selli, Enrico Casolari e Gianni Piffer.

## BREVE GLOSSARIO DEI TERMINI USATI

**Aquitardo, aquiclude** - battente semi- o impermeabile per un acquifero.

**Chondrites** - tipico ichnogenere di fondali anossici-disossici, formata da gallerie (prodotte da organismi infaunali) ramificate disposte su una superficie. I rami sono spaziati e tendono a non sovrapporsi mai.

**Contour currents** - correnti geostrofiche a direzione parallela alle isobate del pendio, di norma localizzate presso il piede della scarpata.

**Debris flow** - flusso di detriti, legato a trasporto ad opera di gravità ed acqua (genesi mista). Genera un deposito a matrice fangosa abbondante, inglobante clasti di diversa granulometria e non cerniti.

**Diamicton** - tessitura ricca di matrice con notevole dispersione granulometrica dei clasti. Può presentarsi a sostegno di matrice o di clasti. Tipico deposito creato da processi privi di capacità selettiva (depositi glaciali, colate da *debris flow*).

**Drowning unconformity** - superficie di inconformità per annegamento che separa carbonati di mare basso da carbonati di mare aperto. Di norma associata ad una lacuna temporale, questo evento è stato ricondotto a importanti variazioni del paleoambiente.

**Floatstone** - roccia carbonatica a tessitura clastica a spigoli vivi sostenuti da fango. Riferito a processi di erosione e rideposizione di correnti ad alta energia di norma in ambiente peritidale.

**Hard ground** - fondale marino litificato da complessi processi erosivi e diagenetici. Spesso sono presenti croste e noduli polimetalllici.

**Helminthoidea** - ichnogenere dell'associazione a *Nereites* di ambiente abissale - batiale, formata da solchi di ampiezza centimetrica, spesso intrecciati.

**Ichnofacies, Ichnogenere** - associazioni o singole tracce fossili, di norma attribuite a gallerie di nutrizione o solchi di movimento di diversi tipi di animali tra cui vermi, molluschi e crostacei.

**Microboring** - reticolo di di tubuli micrometrici di alterazione, che si diparte dalla superficie di granuli o bioclasti carbonatici ad opera di alghe o funghi, con micritizzazione della tessitura originaria.

**Nunatak** - vocabolo di origine Inuit per descrivere le zone non ricoperte da ghiacci e di norma circondate da essi.

**Ophiomorpha** - ichnogenere tipico di sedimenti di mare basso, con tracce di gallerie di ampiezza centimetrica variamente intrecciate.

**Pebbly mudstone** - intervallo stratoide di calcari micritici ricchi di clasti subarrotondati, deposto da un flusso gravitativo in massa, come un flusso di detriti (*debris flow*) che coinvolge materiali semi- e non consolidati.

**Propagazione down-section** - caratteristica geometrica di un piano di taglio che si propaga in una successione già piegata, procedendo verso unità più antiche.

**Propagazione up-section** - in successioni non piegate il taglio si propaga dal

basso all'alto: *up-section*.

**Radiolarian ooze** - fanghi di fondali marini profondi, con presenza di radiolari per oltre il 50%.

**Rift, rifting** - effetto di sforzi distensivi sulla crosta continentale con formazione di alti e bassi strutturali; nome derivato dalla Rift Valley africana ove per primo il fenomeno è stato descritto.

**Soglia sottoposta, soglia sovrimposta** - posizione dell'aquitardo o acquicludica che funge da soglia rispetto all'acquifero.

**Strutture s-c** - strutture tipiche di cataclasi foliate, ove le superfici di clivaggio da presso - soluzione sono interrotte e raccordate da superfici di taglio, con la formazione di piccoli volumi di roccia deformata chiamati *lithons*.

**Sheet-crack** - tipica struttura sedimentaria di ambiente tidale, con fratturazione di lamine carbonatiche precocemente diagenizzate. La fratturazione avviene ad opera dell'energia di cristallizzazione ed alla perdita di volume legata a deidratazione.

**Splay** - scaglia tettonica minore all'interno di grandi accavallamenti (sistemi di *thrust*)

**Tepée** - struttura sedimentaria di carbonati peritidali, legata all'inarcamento di lamine di precoce diagenesi per processi di contrazione. Spesso associata a *sheet cracks*, di genesi simile.

**Thickening upward** - disposizione a volte ciclica di pacchetti di strati, organizzati in (para-) sequenze con tendenza all'ispessimento degli strati verso l'alto.

**Toplap** - superficie di inconformità ove si realizza l'appoggio di strati orizzontali su strati clinoformi in sistemi progradanti.

**Thrust** - sovrascorrimento, spesso complicato da strutture minori, associate alla frammentazione delle precedenti pieghe.

**Zoophycos** - ichnogenere di mare profondo, costituito da una serie di gallerie intrecciate a forma trocospiralata.

Finito di stampare  
nel mese di Luglio 2003  
da **S.E.L.C.A.** - Firenze

