

Sulla continuazione della linea insubrica nella regione delle Centovalli

Autor(en): **Dal Vesco, Ezio**

Objekttyp: **Article**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **56 (1963)**

Heft 2

PDF erstellt am: **17.05.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-163042>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Sulla continuazione della linea insubrica nella regione delle Centovalli

Di **Ezio Dal Vesco** (Zurigo)

Con 3 figure nel testo

ZUSAMMENFASSUNG

In der Geologischen Generalkarte der Schweiz Blatt Ticino werden drei Linien dargestellt, welche die westliche Fortsetzung der Jorio-Tonale-Linie darstellen sollen. Auf Grund eines Profils an der Oberfläche und der Aufnahmen im Stollen der Maggia-Kraftwerke wird gezeigt, dass die mittlere Linie zwischen der Arcegno- und der Canavesezone die effektive Fortsetzung der Tonalelinie darstellt, währenddem die südliche eine Abzweigung derselben ist. Die nördliche wird dagegen nur als eine der Tonalelinie mehr oder weniger parallel verlaufende Mylonitzone interpretiert.

I. INTRODUZIONE

Le linea del S. Jorio-Tonale, detta anche linea insubrica, rappresenta una delle discontinuità tettoniche più importanti dell'edificio alpino in quanto separa la zona di radice dei ricoprimenti alpini dalla zona insubrica delle Alpi Meridionali di carattere più autoctono. Questa linea separatrice diventò una necessità strutturale dal momento in cui N. LUGEON riconobbe la struttura a ricoprimenti delle Alpi. Ma già con H. P. CORNELIUS, il significato di radice assunse un carattere puramente descrittivo: infatti per questo autore «una radice rappresenta la parte di un ricoprimento che, in senso opposto al suo movimento, scompare definitivamente all'interno della crosta terrestre». Ed ora che si riscontrano sempre più abbondanti segni di ripiegamenti nell'ambito delle radici, diventa problematica anche questa definizione. Ciò nonostante la linea insubrica non perde il suo carattere in quanto continua a limitare verso nord la zona insubrica relativamente autoctona.

Lo sviluppo della linea insubrica dal Ticino verso est è ben riconoscibile, mentre esiste una palese incertezza nella sua individuazione nell'ambito delle Centovalli a causa delle numerose zone di milonitizzazione, che decorrono in parte parallele e in parte trasversali rispetto all'andamento del fiume Melezza. Infatti nel Foglio 7 Ticino della Carta geologica generale della Svizzera 1:200000 essa è rappresentata con tre linee; la più meridionale segue press'a poco il confine settentrionale della zona kinzigitico-dioritica di Ivrea (tagliando localmente la zona posta a settentrione); la centrale taglia i micascisti, i paragneis e le filladi delle zone del Canavese e di Arcegno (non differenziate nella carta); mentre la più settentrionale segue il versante nord delle Centovalli, leggermente più a sud del confine settentrionale della zona di Orselina. (Per la nomenclatura delle zone si considerino i lavori eseguiti in questa regione da W. RADEFF, P. WALTER, R. KERN, K. BLUMENTHAL, E. VENKAYYA e riassuntivamente E. DAL VESCO).

1. Zona di Locarno

Questa zona risulta in prevalenza di gneis biotitici con poca muscovite (non vi mancano però complessi più micascistosi) intercalati da gneis granitoidi occhiadini rivelanti localmente una tessitura quasi massiccia. La caratteristica maggiore è la straordinaria abbondanza di pegmatiti filoniane che si ramificano in tutti i sensi. Le pegmatiti variano nel contenuto mineralogico dalla combinazione feldispato potassico – albite/oligoclasio a feldispato potassico – oligoclasio/andesina e a oligoclasio/andesina con poco feldispato potassico (o assente); naturalmente sempre presente è quarzo e quasi sempre muscovite o biotite; spesso granato e tormalina. Alla progressiva km 7 circa, dove le pegmatiti assumono una potenza di parecchi metri, poterono essere osservati feldispati potassici delle dimensioni di 30–40 cm.

Le pegmatiti posseggono in parte margini decisi e in parte più nebulitici o apofisi, che diventano concordanti allungandosi in lenticelle stirate e in occhi per cui il legame genetico è senz'altro evidente. Ma esistono anche occhi che rivelano la stessa composizione mineralogica delle pegmatiti senza mostrare alcun nesso con queste. Ne consegue che l'iniezione pegmatitica è avvenuta in un ambiente in cui le condizioni fisiche erano molto vicine a quelle di una mobilizzazione anatettica e che l'iniezione stessa ha dato l'ultimo apporto per una mobilizzazione locale. Ciò spiega l'indecisione di R. KERN nell'attribuire la formazione degli occhi leucocratici o all'iniezione pegmatitica o a un fenomeno anatettico, in quanto tutti e due i casi sono realizzati.

Come risulta dalla figure 3, che vuole illustrare la situazione in alcuni tratti interessanti della galleria, esistono anche gneis granitoidi di struttura occhiadina per cui gli occhi hanno un'altra origine: essi rappresentano fenocristalli di feldispato potassico stirati in occhi dalle sollecitazioni tettoniche. Questo fenomeno può essere studiato molto meglio nella regione più settentrionale a cominciare dalla Valle Onsernone, dove in gneis granitoidi equivalenti possono essere osservati tutti i passaggi da un gneis porfirico a un gneis occhiadino.

La zona di Locarno non è esente da intercalazioni anfibolitiche, ma esse sono generalmente esigue e in quantità subordinata. Particolarmente interessante è però un piccolo «massiccio» di gabbro alla progressiva km 6.140 incluso in un gneis granitoide occhiadino. Il gabbro, che non affiora in superficie, possiede una grana media e una struttura a palinsesto: verso il margine diventa più melanocratico e a grana più fina. Circa 200 m più a nord-ovest appare un gabbro analogo, ma più leucocratico, in forma di orizzonti inclusi in un gneis aplitico a muscovite e clorite avente una tessitura quasi massiccia. Le pegmatiti a due miche (e a quarzo violaceo), di grana grossolana fortemente eterogenea, intercalate nel gabbro contengono xenoliti di roccia basica: verso il contatto con il gabbro, le pegmatiti diventano più fine e contengono epidoto e clorite.

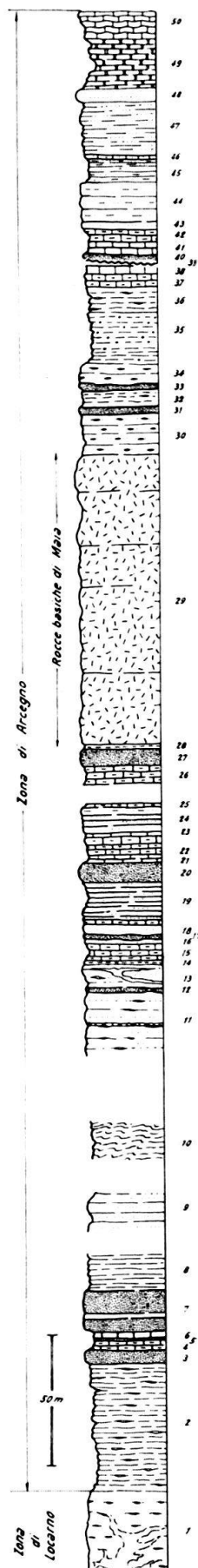
2. Zona di Arcegno

La zona di Arcegno rappresenta il confine dei territori studiati da R. KERN e da P. WALTER, di modo che essa rimase un poco trascurata, come lo nota anche R. WALTER a pag. 142, da entrambi gli autori: ci sembra perciò opportuno descrivere alcuni dettagli a complemento degli studi già eseguiti.

Nelle colonna stratigrafica della fig. 2 si vede come il confine tra la zona di Locarno e quella di Arcegno è segnato da un passaggio abbastanza brusco dai gneis granitoidi occhiadini venati a una serie di micascisti con lenti schiacciate di quarzo e con una iniezione lit-par-lit di carattere sempre pegmatitico. Giova sottolineare che il passaggio petrografico è abbastanza netto, ma che non esiste uno hiatus tettonico.

Fig. 2. Profilo geologico - petrografico attraverso la zona di Arcegno secondo gli affioramenti in Val Remagliasco e Val Dorca.

50 Calcare marmorizzato, grigio bluastrò, ripiegato. - 49 Calcare dolomitico marmorizzato, grigio bluastrò, alterazione superficiale nell'arancione, cataclastico. - 48 Quarzite gneissica, bianca macchiata di ruggine, a banchi sottili. - 47 Gneis quarzítico grigiastro in basso, passante a una quarzite verdognola verso l'alto. - 46 Calcare selcioso passante a fillade quarzítico-micacea verso l'alto. - 45 Gneis quarzítico scistoso. - 44 Gneis quarzítico poco scistoso (con muscovite). - 43 Quarzite. - 42 Alla base un sottile orizzonte di micascisto, verso l'alto calcefiro. - 41 Marmo bianco. - 40 Anfibolite, intensamente piegheggiata e scistosa. - 39 Milonite derivante dall'anfibolite. - 38 Marmo bianco. - 37 Calcefiro oscuro a biotite, a grana minuta. - 36 Scisto a biotite, a grana minuta, con nodi di quarzo. - 35 Micascisto a granato. - 34 Gneis occhiadino, occhi minuti, a banchi. - 33 Anfibolite dioritica e contatto verso 34 con granato. - 32 Scisto biotítico con nodi di quarzo. - 31 Anfibolite a grana molto minuta. - 30 Gneis occhiadino come 34. - 29 Diorite anfibolitica a tessitura praticamente massiccia. - 28 Intercalazione di gneis. - 27 Anfibolite, alla base a grana minuta e oscura, verso l'alto più chiara dioritica e a tessitura massiccia. - 26 Calcefiro chiaro. - 25 Calcefiro analogo. - 24 Gneis quarzíticos con nodi di quarzo, con intercalazioni più scistose che ricordano i «Bündnerschiefer». - 23 Marmo striato con intercalazioni di calcefiro verde e scisto biotítico. - 22 Calcefiro verde chiaro. - 21 Marmo striato; verso la base iniezione pegmatitica. - 20 Anfibolite. - 19 Scisto quarzítico a clorite, verde, in alternanza con lettini di quarzite; verso il basso passante a gneis quarzítico striato con lettini di muscovite. - 18 Gneis quarzítico ricco di mica (biotite e clorite); verso l'alto intercalazione di scisto calcefirico. - 17 Anfibolite. - 16 Gneis a due miche. - 15 Calcefiro, verde oscuro per abbondanza di diopside, a grana grossolana. - 14 Alternanza di calcefiri, con o senza granato, con anfibolite e marmo. - 13 Gneis venato e lenticolare con pegmatiti discordanti. - 12 Anfibolite. - 11 Gneis quarzítico con esili lettini di calcefiro. - 10 Gneis cloritico scistoso listato. - 9 Gneis scistoso ricco di quarzo con pegmatiti concordanti. - 8 Gneis biotítico scistoso. - 7 Anfibolite oscura con pegmatiti. - 6 Calcare oscuro verdastro. - 5 Anfibolite con granato verso l'alto (e attinolite); senza verso il basso. - 4 Calcefiro, grigio chiaro. - 3 Anfibolite cornubianitica. - 2 Scisto biotítico a muscovite a nodi di quarzo con pegmatiti concordanti. - 1 Gneis biotítico con poca muscovite, tendente a occhiadino, con abbondante iniezione pegmatitica.



Segue poi una serie complessa di gneis venati ricchi di quarzo, spesso quarzitici; di micascisti con o senza granato (in parte anche con staurolite e sillimanite), di calcefiri. Non vi manca l'inizione, pegmatitica, ma con un'intensità di molto inferiore a quella della zona di Locarno. Abbondanti sono invece le intercalazioni basiche di anfiboliti, che raggiungono la loro massima potenza con le dioriti anfibolitiche di Maia, che si lasciano riconoscere in tutto il territorio svizzero. In galleria, esse lasciano il posto a una potente (200 m circa) lente di serpentinoscisto tettonicamente molto sollecitata e accompagnata da scisti attinolitici: una paragenesi quindi normale per le rocce basiche-ultrabasiche.

Se si fa astrazione delle pietre verdi, la serie petrografica che va dal n° 2 al 30 della colonna della fig. 2 rappresenta un complesso di sedimenti, che ha subito una notevole metamorfosi di carattere meso-catazonale. Solo la clorite contenuta fa eccezione, ma essa deriva dalla trasformazione diafioritica della biotite.

Diversa è invece l'intensità della metamorfosi negli ultimi strati della successione, dove appaiono calcari selciosi, filladi, quarziti quasi afanitiche bianche, grige e verdi, e calcari dolomitici solo leggermente marmorizzati. La metamorfosi raggiunge qui solo il grado epizonale.

Questa associazione di quarziti e di calcari dolomitici della parte meridionale della zona di Arcegno corrisponde alla facies permo-triassica della sedimentazione pennidica. Nasce così la domanda cosa rappresenta il complesso posto a settentrione della linea delle rocce basiche ed ultrabasiche di Maia, che possiede evidentemente carattere sedimentario, ma con un grado di metamorfosi notevolmente più intenso.

Senza che si voglia entrare nella discussione dell'appartenenza delle zone ai diversi ricoprimenti, rispetto a questo argomento si è costretti a fare una dissertazione. Secondo l'analisi di M. BLUMENTHAL, la zona di Locarno di struttura anticlinale rappresenta la continuazione orientale della «radice» del ricoprimento del Monte Rosa. Nel contempo la zona di Arcegno vien interpretata quale continuazione della zona di Valsesia in cui deve essere radicato il ricoprimento della Dent Blanche: e qui nasce una contraddizione a cui vogliamo solo accennare senza volerla risolvere nell'ambito di questo breve lavoro che si è proposto un altro compito.

Infatti nel nostro territorio abbiamo la parte inferiore (nord) della zona di Arcegno che è indissolubilmente legata alla zona di Locarno (interpretata quale ricoprimento del Monte Rosa) come lo aveva già osservato P. WALTER. È inoltre innegabile che essa presenta fortissime analogie con la serie della Valpelline, che E. MASSON aveva interpretato come il rivestimento sedimentario antico del ricoprimento della Dent Blanche che ha la sua radice nella zona di Valsesia (equivalente alla zona di Arcegno). Ora esistono le seguenti possibilità di interpretazione:

1. La zona settentrionale di Arcegno (sotto alle pietre verdi di Maia) rappresenta la base sedimentaria antica preercinica (con forte metamorfosi prealpina) legata alla zona di Locarno (corpo gneissico del ricoprimento del Monte Rosa) e allora non avremmo più la zona di Valsesia.
2. La zona di Arcegno resta divisa in due parti dalla linea delle pietre verdi di Maia e allora la parte bassa farebbe corpo con la zona di Locarno; di contro la parte alta sarebbe tettonicamente indipendente e saldata alla prima solo dall'intrusione delle

pietre verdi: in questo caso la zona di Valsesia sarebbe rappresentata solo da questa parte meridionale, ma non potrebbe corrispondere alla serie della Valpelline.

Anche se non possiamo ancora rispondere a questo problema, ciò non incide sulla nostra considerazione che interessa l'andamento della discontinuità insubrica. Importante per noi è soltanto che dalla zona di Locarno fino al margine sud della zona di Arcegno non esiste uno hiatus giovane e continuo, che possa essere confrontato con la linea insubrica.

III. UN PROFILO SUD-NORD DALLA ZONA DI IVREA ALLE ROCCE CARBONATICHE DI REMO

Essendo impossibile rilevare un profilo continuo in superficie, seguiamo quello che abbiamo rilevato nella galleria sottocarico a partire dal margine settentrionale delle dioriti anfibolitiche della zona di Ivrea (E. VENKAYYA aveva già pubblicato questi nostri profili, ma in modo troppo schematico) procedendo successivamente verso le rocce carbonatiche di Remo apportando quelle osservazioni che interessano in modo specifico il presente problema.

1. Zona dioritica di Ivrea

Negli ultimi 150 m dal confine settentrionale, la diorite anfibolitica diventa sempre più ricca di componenti melanocratici passando così a una orneblendite. La sua struttura diventa a banchi (prima ne era esente) con venule plagioclastiche disposte in massima parte parallelamente ai banchi. A mano a mano che si procede verso nord, la cataclasi diventa sempre più intensa e la roccia con le sue venule plagioclastiche subparallele vien tagliata e dislocata a cunei come è rappresentato nella figura 3. Le pareti delle faglie possono essere rivestite di minerali di origine idrotermale (epidoto e zeoliti); si può anzi osservare una differenza tra le faglie $\pm$ verticali e quelle $\pm$ orizzontali: le prime mostrano una mineralizzazione, mentre le seconde ne sono generalmente esenti.

Alla progressiva km 2,160 si incontra una faglia milonitica a margini abbastanza netti, che taglia in discordanza l'orneblendite venata. Segue una zona di serpentinoscisto a clorite e a flogopite della potenza di circa 20 m, il cui margine settentrionale è nuovamente segnato da una serie di faglie, che, grazie all'incurvamento degli scisti sollecitati, rivela la direzione del movimento: la faglia ha un decorso est-ovest con una immersione verso nord e il movimento è avvenuto nel piano $\pm$ verticale. Si può ritenere come sicuro che questo serpentinoscisto appartenga alla peridotite di Finero posta a nord delle dioriti anfibolitiche di Ivrea: che esso sia nella facies di serpentinoscisto e non di olivinite risulta logico, se si considera l'eseguità della potenza e l'intensità della sollecitazione tettonica. Il serpentinoscisto rappresenta con tutta probabilità una lente o lamina di peridotite dislocata dal basso durante la formazione delle faglie.

Queste faglie rappresentano sicuramente superficie di primo ordine legate a notevoli scorrimenti verticali, ma prima di entrare nella discussione vogliamo ancora considerare la zona del Canavese.

2. Zona del Canavese

Dalle faglie, che limitano a settentrione il serpentinoscisto, l'abito delle rocce cambia radicalmente. Avantutto le rocce poste immediatamente a nord dei serpentinoscisti non presentano alcun fenomeno di contatto come sarebbe logico aspettarsi, se la roccia ultrabasica si fosse cristallizzata in situ: ciò viene a confermare che il serpentinoscisto rappresenta una scaglia tettonica, che ha subito una dislocazione, e quindi che le faglie testimoniano per un notevole movimento verticale.

I primi 150 m circa risultano di uno scisto quarzitico grigiastro-brunastro, localmente quasi nero, a grana molto minuta quasi afanitica: nel tratto più meridionale abbiamo inoltre alcune intercalazioni concordanti di sottili strati (dell'ordine di cm-dm) di un calcare grigio-plumbeo non o solo leggermente metamorfico (osservabili anche in superficie ai Monti di Prera e a sud di Arcegno). È possibile che il numero degli strati di calcare sia superiore a quello disegnato nello schizzo della fig. 3.

Verso la progressiva km 2,325, lo scisto quarzitico rivela una fine iniezione leucocratica lit-par-lit determinante una specie di striatura che può ingrossarsi localmente a lenti e a vene tanto da conferire alla roccia (verso il km 2,450) il carattere di un gneis venato.

Nel tratto dal km 2,5 al km 2,7 dell'avanzamento, il carattere della roccia cambia radicalmente: vi abbiamo intercalazioni di 50 m di un gneis feldispatico occhiadino con una struttura a banchi dell'ordine di 1 m. Gli occhi risultano di feldispato e quarzo e la pasta fondamentale è a grana minuta, bruna per la presenza di biotite, e a tessitura quasi massiccia. Questi gneis feldispatici occhiadini sono accompagnati, ma sempre al margine settentrionale, da scisti quarzitici che presentano la gemmazione di noduli leucocratici, che conferiscono alla roccia originaria il carattere di gneis quarzitici nodulosi a grana minuta, ma a struttura molto più massiccia. La presenza di queste aureole, anche se unilaterali, (che possono essere studiate anche nei settori più settentrionali della Valle Maggia) e il carattere strutturale dei gneis occhiadini rendono molto probabile una origine magmatica di questi.

Dopo queste intercalazioni, domina uno scisto quarzitico grigio a clorite e a epidoto, a grana molto minuta. La struttura è a straterelli di 1 cm di potenza, che, a mano a mano che si procede verso nord, diventano sempre più ondulati fino a mostrare un pieghettamento molto intenso dalla progressiva km 2.850 in poi. Soprattutto in questo settore, ma in quantità variabile, si hanno nidi dell'ordine di 1 dm risultanti di quarzo cristallizzato in una grana molto grossolana.

Dalla progressiva km 3.020 in poi, lo scisto quarzitico contiene sempre più calcite (reagisce sempre più intensamente all'acido cloridrico) fino ad assumere il carattere di una fillade calcarea ricca di miche (tra le progressive km 3,120-3,150) ancora più intensamente pieghettata.

In tutta questa zona, dal serpentinoscisto in poi, si hanno sì faglie e fessure, ma mai di una intensità tale da indurci a pensare a una discontinuità di primo ordine come sarebbe la linea insubrica. I gneis occhiadini non possono rappresentare una discontinuità e nemmeno il passaggio dagli scisti quarzitici alle filladi calcaree, che è molto lento e graduale.

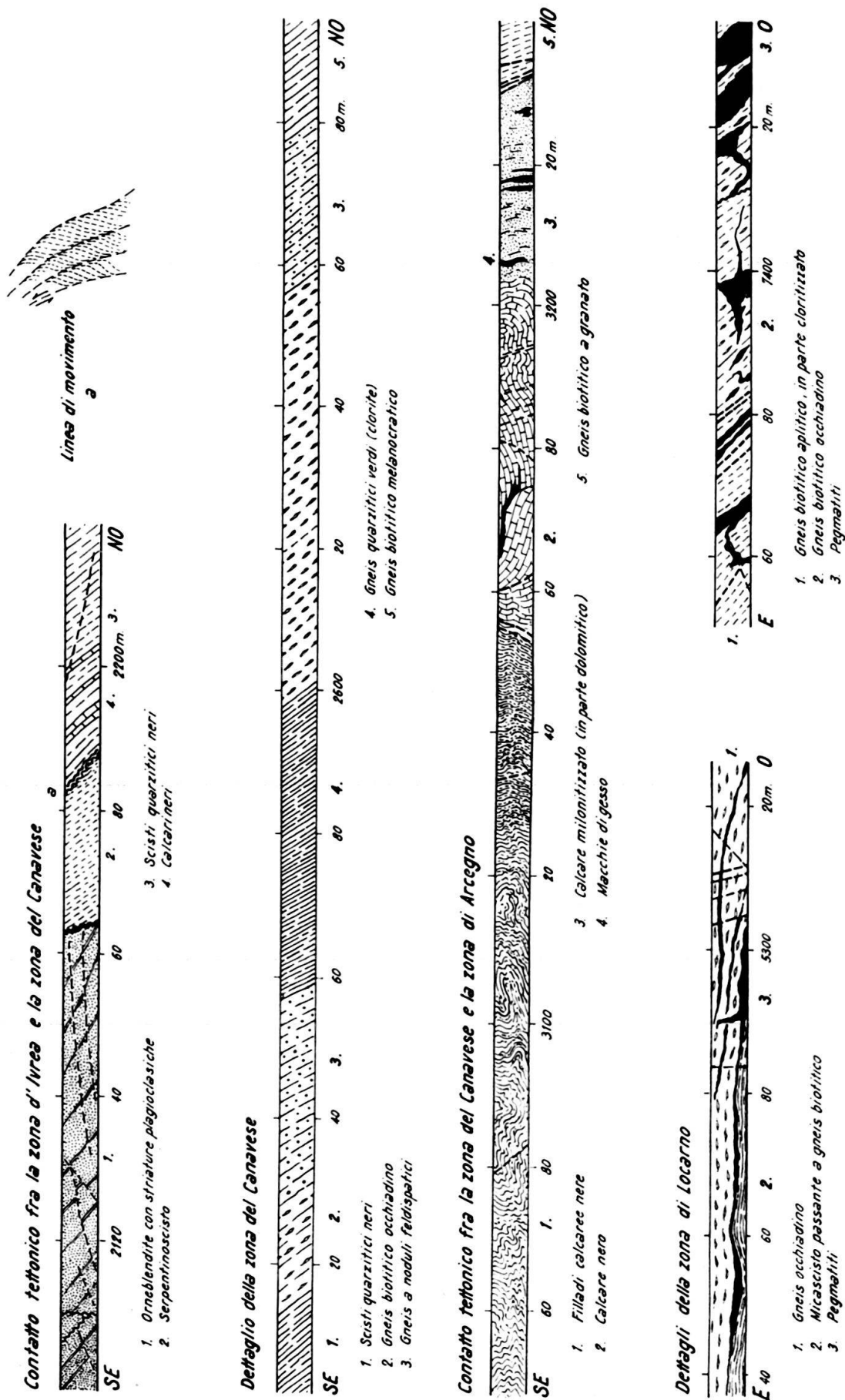


Fig. 3. Dettagli del rilevamento della galleria sotterranea Brissago-Palagnedra degli Impianti Idroelettrici della Maggia. Le indicazioni dei metri corrispondono al chilometraggio rappresentato nella cartina della fig. 1.

Nell'ambito delle progressive km 3,150–3,250 si ha invece un vero cambiamento di scena: i calcari grigi che si adagiano in concordanza alle filladi appena descritte diventano estremamente rimaneggiati fino ad essere ridotti a una pappa milonitica nera (fig. 3). Petrograficamente si tratta di un calcare grigio plumbeo localmente con carattere dolomitico; in parte nero per la presenza di abbondante pigmento, in parte con macchie bianche per una concentrazione di gesso. Come si è già detto, la stratificazione è estremamente disturbata: il pieghettamento delle filladi diventa un contorto ripiegamento legato a scivolamenti e negli ultimi 20 m a nord la massa è ridotta a una poltiglia nera ed amorfa.

A nord, e in modo del tutto improvviso, abbiamo gneis biotitici a granato (con muscovite subordinata), che, dopo una breve cataclasi tettonica, riprendono la loro giacitura e stratificazione tranquilla. Si è di nuovo nella zona di Arcegnò, così che la zona milonitica dei calcari rappresenta una discontinuità ben marcata, sicuramente giovane, che separa una zona intensamente piegata da una a giacitura tranquilla, che separa una zona di metamorfosi epizonale da una a metamorfosi molto più intensa con carattere meso-catazonale. Non è difficile intuire che questa rappresenta una discontinuità di primo ordine come dovrebbe essere la linea insubrica. Ma prima di concludere vogliamo ancora fare alcune considerazioni generali.

IV. DISCUSSIONE E CONCLUSIONE

Riassumendo le condizioni geologiche riscontrate in superficie e in galleria, abbiamo da sud verso nord:

- 1) Zona dioritico-anfibolitica di Ivrea
 - a) Faglia al margine nord con cataclasi delle rocce adiacenti
- 2) Scaglia di serpentinoscisto appartenente alla peridotite di Finero
 - b) Faglia al margine nord con palese scorrimento verticale
- 3) Zona del Canavese avente calcari grigi a sud e a nord
 - c) Faglie e forti rimaneggiamenti tettonici nei calcari settentrionali
- 4) Zona di Arcegnò-Valsesia contenente la linea delle pietre verdi di Maia con dioriti, anfiboliti e serpentinoscisti
- 5) Zona di Locarno.

Già dall'elencazione risulta che le zone di Arcegnò e di Locarno costituiscono, riguardo alle discontinuità insubriche, una massa unica (v. discussione alla fine capitolo II). Inoltre le faglie a) e b), che delimitano la scaglia di serpentinoscisto sicuramente dislocata, possono essere riassunte in una sola (per esempio in superficie non affiora il serpentinoscisto, così che la situazione verrebbe a ridursi all'esistenza di tre unità, ovvero il complesso di Locarno-Arcegnò a nord, la zona del Canavese al centro e la zona di Ivrea a sud separate rispettivamente dalle faglie a)–b) e c). Il problema si circoscrive così alla domanda, se una di queste faglie può rappresentare la linea insubrica e, in caso affermativo, quale.

Un fatto è a priori chiaro: la linea insubrica non rappresenta una semplice faglia nell'edificio tettonico alpino, bensì una discontinuità che separa la regione insubrica

dal resto delle Alpi (H. P. CORNELIUS). Anche se le Centovalli risultano separate dalla Valle Morobbia a causa delle alluvioni del Piano di Magadino, conviene considerare brevemente questa regione dove le condizioni tettoniche sono molto più chiare. Infatti, procedendo da sud verso nord, vi incontriamo le seguenti zone (già descritte da P. KNOBLAUCH e M. REINHARD):

1. *Gneis scistosi di Giumello*. Gneis a muscovite e albite con scistosità sericea planare, raramente ondulata. Lenti e venule di quarzo. Passaggio ad ortogneis (P. KNOBLAUCH). Intercalazioni basiche e ultrabasiche (anfiboliti, serpentinoscisti con relitti di olivina).
2. *Triassico del S. Jorio generalmente solo in scaglie*. All'Alpe Giumello affiora uno dei profili più completi: la serie comincia con scisti quarzitici a muscovite e clorite di colore grigio-verde; passa a dolomie (intercalate da scisti argillosi) che diventano nere nella parte superiore per la presenza di abbondante bitume; seguono calcari e dolomie (in parte neri) e infine una dolomia cariata coperta da dolomie bianche.

Linea insubrica

3. *Serie del Tonale*. Alternanza di scisti e di gneis a due miche, in parte a clorite, raramente con staurolite e granato. Intercalazione di anfiboliti (boudinage). Gneis occhiadini. Rari marmi e calcefiri.
4. *Gneis occhiadino di Melirolo e tonalite* (WEBER). Il gneis occhiadino ha localmente carattere porfirico.
5. *Zona meridionale di Bellinzona*. Gneis biotitici e a due miche più o meno scistosi. Intercalazioni di gneis granitoidi. Rocce basiche e ultrabasiche (A. GANSSEER ed E. DAL VESCO).

Dal confronto delle due regioni si possono dedurre le seguenti corrispondenze.

La zona di Locarno può essere confrontata con la zona meridionale di Bellinzona che oltre a rappresentare la sua continuazione occidentale contiene rocce analoghe con un abito metamorfico equivalente. Almeno una parte dei gneis occhiadini delle Centovalli rivela forti analogie con i gneis occhiadini di Melirolo; inoltre il piccolo massiccio di gabbro senza segni di scistosità alla progressiva km 6.040 può essere legato geneticamente alle variazioni più basiche della tonalite; infine la intensissima iniezione pegmatitica si equivale nelle due regioni.

Senza volerci ripetere, ci basta osservare che l'analogia petrografica fra la zona di Arcegno e la serie del Tonale è praticamente perfetta, anche se quest'ultima affiora solo raramente in un profilo completo.

Per la zona del Canavese la situazione risulta più complessa. Se si considera la parte settentrionale del Canavese nel profilo esaminato, la corrispondenza può essere giudicata soddisfacente in quanto i calcari neri, in parte dolomitici, con una base quarzifica e gli scisti quarzitici a clorite posti a sud hanno come equivalenti una parte del triassico del S. Jorio e i gneis scistosi di Giumello. Ma per la parte meridionale del Canavese non si trova, a nostro sapere, un corrispondente nella Valle Morobbia.

Se si torna però a considerare la zona del Canavese stessa, si deve avantutto notare che in territorio italiano essa presenta, nonostante la dissoluzione in scaglie, una struttura anticlinale abbastanza simmetrica. Anche nel nostro profilo esaminato non manca una certa simmetria sottolineata dai calcari neri intercalati agli scisti quarziticici al margine meridionale. Una simmetria vera e propria negli scisti quarziticici centrali sarebbe d'altronde difficilmente riconoscibile in galleria e nemmeno strettamente necessaria dal lato tettonico. Un ripiegamento sarebbe infine possibile negli scisti quarziticici fortemente pieghettati della metà nord che sfocia nell'intenso ripiegamento e nell'intensa milonitizzazione delle rocce carbonatiche di Remo. Ne consegue perciò la possibilità che la zona del Canavese presenti una struttura anticlinale asimmetrica e ciò in armonia con la conclusione di P. WALTER a pag. 125.

Ma ritorniamo, per concludere, al nostro problema principale. Dal confronto con la Valle Morobbia, che, secondo H. P. CORNELIUS, rispecchia fedelmente le condizioni tettoniche di tutta la linea insubrica, risulta evidente che la discontinuità posta fra la zona di Arcegnò e la zona del Canavese rappresenta, sia per la intensità delle sollecitazioni tettoniche, sia per la posizione tettonica, l'effettiva continuazione occidentale della linea insubrica nelle Centovalli. Per la seconda discontinuità, posta fra la zona del Canavese e la zona d'Ivrea, la spiegazione può assumere due aspetti: se la zona del Canavese presenta effettivamente una struttura anticlinale, essa sarebbe la stessa linea insubrica in cui è stata schiacciata e dislocata la zona del Canavese; se essa invece non presenta la struttura anticlinale, bensì una stratificazione isoclinale, la linea tettonica rappresenterebbe una discontinuità con decorso $\pm$ parallelo alla linea insubrica originata dallo stesso movimento tettonico. Verso oriente, in ogni caso, essa andrebbe a confondersi con la linea insubrica principale.

E per terminare, la terza linea tettonica di cataclasi disegnata (Foglio Ticino) nel versante nord delle Centovalli per ragioni ora evidenti, non può rappresentare la continuazione della linea insubrica propriamente detta. Essa assume il carattere di una linea di milonitizzazione subparallela, originatasi, quale fenomeno marginale, durante i movimenti lungo la linea insubrica stessa.

Istituto di geologia del Politecnico federale e dell'Università di Zurigo, dicembre 1961

LAVORI CITATI

- BLUMENTHAL, M. M. (1952): *Beobachtungen über Bau und Verlauf der Muldenzone von Antrona*. Eclogae geol. Helv. 45
- CORNELIUS-FURLANI (1930): *Die insubrische Linie vom Tessin bis zum Tonalepass*. Denkschr. Akad. Wiss. Wien, Math. Natw. Kl. 102
- DAL VESCO, E. (1953): *Bericht über die Exkursionen der Schw. Geol. Gesellschaft in der Umgebung von Locarno*. Schw. Min. Petr. Mitt. 33.
- GANSSE, A., e DAL VESCO, E. (1962): *Beitrag zur Kenntniss der Metamorphose der Alpenen Wurzelzone*. Schw. Min. Petr. Mitt. 42.
- KERN, R. (1947): *Zur Petrographie des Centovalli*. Diss. ETH.
- KNOBLAUCH, P., e REINHARD, M. (1939): *Erläuterungen zum Blatt 516 Jorio des Geol. Atlas der Schweiz*.
- MASSON, R. (1938): *Geologisch-Petrographische Untersuchungen im unteren Valpelline*. Schw. Min. Petr. Mitt. 18.

- NOVARESE, V. (1906): *La zona d' Ivrea*. Boll. Soc. Geol. Ital. 25
- (1929): *La zona del Canavese e le formazioni adiacenti*. Mem. descr. Carta geol. d'Italia 22.
 - (1931): *La formazione diorito-kinzigitica in Italia*. Boll. R. Uff. Geol. d'Italia 56.
- RADEFF, W. G. (1915): *Geologie des Gebietes zwischen Lago Maggiore und Melezza*. Eclogae geol. Helv. 13.
- VENKAYYA, E. (1956): *Petrological observations in the Maggia hydro-electric tunnel between Lake Maggiore and Centovalli*. Schw. Min. Petr. Mitt. 36.
- WALTER, P. (1950): *Das Ostende des basischen Gesteinszuges Ivrea-Verbanò und die angrenzenden Teile der Tessiner Wurzelzone*. Schw. Min. Petr. Mitt. 30.
- WEBER, J. (1957): *Petrographische und geologische Untersuchungen des Tonalitzuges von Melirolo-Sorico zwischen Tessin und Comersee*. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 37.