

**Zeitschrift:** Eclogae Geologicae Helvetiae  
**Herausgeber:** Schweizerische Geologische Gesellschaft  
**Band:** 79 (1986)  
**Heft:** 3

**Artikel:** Lithostratigraphie und Tektonik der nordpenninischen Sedimente in der Region Bedretto-Baceno-Visp  
**Autor:** Leu, Werner  
**Kapitel:** 3: Beschreibung der Strukturen  
**DOI:** <https://doi.org/10.5169/seals-165850>

### **Nutzungsbedingungen**

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

### **Conditions d'utilisation**

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

### **Terms of use**

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

**Download PDF:** 28.01.2026

**ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>**

PANTIĆ & ISLER 1978, 1981) in gleichen Einheiten östlich unseres Untersuchungsgebietes teilweise erfolgreich, so fielen bei uns alle Resultate negativ aus. Das heisst, Metamorphose (bis etwa 550°C) und Deformation waren zu intensiv, so dass die Palynomorphenereste stark oxydiert und zerstört wurden.

Es lassen sich jedoch gute lithostratigraphische Parallelen zwischen der Binntal-Zone und der benachbarten Zone von Brig–Sion–Courmayeur ziehen, wobei schon BURRI (1979) die mesozoische Bedeckung des Gebidum in der Region Visp (Binntal-Zone) mit den südlich anschliessenden Sedimenten des Lappens von Visperterminen vergleicht. Zu den möglichen Korrelationen (Tab. 3) sind folgende Ergänzungen nötig:

- Die *Couches du Versoyen* werden von ANTOINE (1971) in den Zeitraum Néocomien–Mittlere Kreide gesetzt. Diese Eingabelung beruht auf der Festlegung der Unter- und Obergrenze. Der heterogene Blockhorizont (Type A) der Binntal-Zone wurde unmittelbar auf der Trias sedimentiert. Lias- oder Doggersedimente sind nicht vorhanden, wie dies teilweise in den Westalpen der Fall ist. Sie blieben jedoch als fragliche Komponenten erhalten. Der Blockhorizont A ist eine kondensierte Abfolge, die möglicherweise den gesamten Jura in aufgearbeiteter Form enthält.
- Die *Couches de l'Arolay*, die mit den karbonathaltigen Quarziten (Typ B) zu parallelisieren sind, wurden von TRÜMPY (1954) mit Barrémien–Aptien datiert (Orbitolinen).
- Die *Couches des Marmontains* konnten von BURRI (1958, 1967) ins Albien–Turonien gestellt werden. Diese Alter beruhen auf Datierungen (Radiolarien, Präglobotruncanen) aus der Region von Sion und Brig. TRÜMPY (1954) wagt den Vergleich mit einer Gault-Fazies aus dem Penninikum des Bündnerlandes. Die quarzitischen Granatglimmerschiefer (Typ C) sind aufgrund der mineralogischen Zusammensetzung sowie nach dem Feldaspekt eindeutig mit diesen Schichten der Zone von Brig–Sion–Courmayeur gleichzusetzen.
- Die *Couches de St-Christoph*, die wir mit den sandigen Kalkglimmerschiefern (Typ D) korrelieren, haben nirgends brauchbare Fossilien geliefert. Der jedoch überall zu beobachtende, allmähliche Übergang aus den darunterliegenden Couches des Marmontains bewog schon TRÜMPY (1954) und BURRI (1958), diese Schichtfolge mit einem Oberkreideflysch zu vergleichen.

Weitere Datierungen von ANTOINE (1971) in den Westalpen ergeben für die Couches de l'Arolay, des Marmontains und de St-Christoph etwas jüngere Alter (Tab. 3). Die Rosswald-Serie kann einerseits mit der Lithologie D korreliert werden, womit sie ebenfalls in die Oberkreide (evtl. Paläozän nach ANTOINE 1971) zu stellen ist. Gegen das Westende des Untersuchungsgebietes wird die Rosswald-Serie von den Sosto-Schiefern abgelöst, die von PANTIĆ & GANSER (1977) und PANTIĆ & ISLER (1981) mit Oberjura bzw. Unterkreide datiert wurden. Diese Heterochronie ist ein Hinweis, dass es sich beim Walliser Trog um einen Komplex von kleineren Sedimentbecken handelt, in denen ähnliche Fazies zu verschiedenen Zeiten zur Ablagerung kamen.

### 3. Beschreibung der Strukturen

#### 3.1 Allgemeines

Es wurden speziell die alpinen Deformationsstrukturen der Sedimentzonen detailliert untersucht, im Nordostteil des Arbeitsgebietes auch diejenigen des Kristallins.

Folgende Begriffe und Abkürzungen werden in dieser Arbeit verwendet:  $D_{1,2,3\dots}$  = Deformationsphasen;  $s_0$  = Schichtung;  $AF_{1,2,3\dots}$  = Achsenflächen;  $s_{1,2,3\dots}$  = Schieferungen;  $FA_{1,2,3\dots}$  = Faltenachsen;  $l_{1,2,3\dots}$  = Lineare.

Die strukturellen Untersuchungen zeigen, dass sich über das ganze Arbeitsgebiet eine generelle Deformationsabfolge abzeichnet. Es kann dabei durchaus sein, dass an einer Lokalität nicht alle Deformationsphasen ausgebildet oder dass die Strukturen einer Phase von Ort zu Ort nicht gleichzeitig entstanden sind. Ferner ist eine Zeitbestimmung von Beginn und Ende einer Phase oft nicht möglich.

Generell können die einzelnen Deformationsabschnitte wie folgt umrissen werden (Fig. 6):

*Prä- $D_1$ .* Dieser erste Teil der frühalpinen Bewegungen ist gekennzeichnet durch eine Transportrichtung gegen Südosten, in deren Zusammenhang Teile der Lebendun-Decke und überlagerndes Mesozoikum auf die internen Ablagerungsräume zu liegen kommen. Mögliches Relikt dieser durch Überschiebungen gegen Südosten geprägten Tektonik ist die Südvergenz des liegenden Hauptschenkels der Lebendun-Decke (Fig. 8).

*$D_1$ .* Der zweite Teil der frühalpinen Bewegungen ist gekennzeichnet durch Transportrichtungen gegen Nordwesten. Eine Überschiebungstektonik dominiert, wobei der bestehende (Prä- $D_1$ ), einfache Deckenstapel erfasst wird. Bei dieser Bewegung wird das Mesozoikum teilweise mit dem Kristallinuntergrund zusammen, andererseits auch unabhängig davon, überschoben. Es entstehen isolierte Pakete (z. B. Verschuppung in der Fäldbach-Zone an der Punta di Morasco oder der Marmore in den Scisti bruni der Lebendun-Decke) und Einspiessungen der Gneise in die Sedimente (z. B. Stirn der Monte-Leone-Decke im Fäldbach und Eisten-Gneis, Fig. 7). Eine vereinzelt auftretende, penetrative Schieferung ( $s_1$ ) deutet darauf hin, dass die Verformung am Ende dieser Phase duktiler wird.

*$D_2$ .* Dieser Deformationsabschnitt, die Hauptphase der alpinen Verformung, ist charakterisiert durch eine zunehmende Einengung des ganzen Gebietes bei steigender Temperatur im Zusammenhang mit der alpinen Metamorphose. Es bilden sich die kristallinen Decken (Verampio-, Antigorio- und Monte-Leone-Decke), und die dazwischenliegenden Sedimentmulden werden isoklinal verfaultet. Auch die Bildung der Lebendun-Falte (MILNES 1974a und unser Profil 9 in Fig. 8) ist hier einzuordnen. Es bildet sich die penetrative Hauptschieferung ( $s_2$ ) mit einem subhorizontal liegenden, im allgemeinen NE-SW orientierten Streckungslinear ( $l_2$ ). Die Faltenachsen ( $FA_2$ ) dieser isoklinalen Strukturen liegen parallel zum Massentransport in  $l_2$  (siehe Gerölldeformationen in Abschnitt 3.3).

*$D_3$ .* In einer ersten Phase von spätalpinen Bewegungen im existierenden Deckenstapel entstehen im internen Teil des Untersuchungsgebietes offene Falten mit Achsenebenen ( $FA_3$ ), die steil gegen Südosten einfallen ( $D_3$  in Fig. 6, 11 und 12). Selten ist damit eine schwache Crenulationsschieferung ( $s_3$ ) erkennbar. Die Faltenachsen ( $FA_3$ ) verlaufen generell in NE-SW-Richtung und sind nur im Gebiet des Lago Vannino in eine N-S-Richtung abgelenkt. Die Dèvero-, Forno- und Nefelgiù-Falten von MILNES (1974a) entsprechen gesamthaft diesen in Tafel 2 dargestellten Strukturen. Die zeitliche Einordnung der Wandfluhhorn-Falte (HUNZIKER 1966, HALL 1972), die sicher post- $D_2$  gebildet wurde, ist unklar.

*$D_4$ .* Den Schluss der spätalpinen Bewegungen bildet eine erneute NW-SE-Einengung, die im externen Teil des Untersuchungsgebietes zur Steilstellung der Einheiten bzw. zur

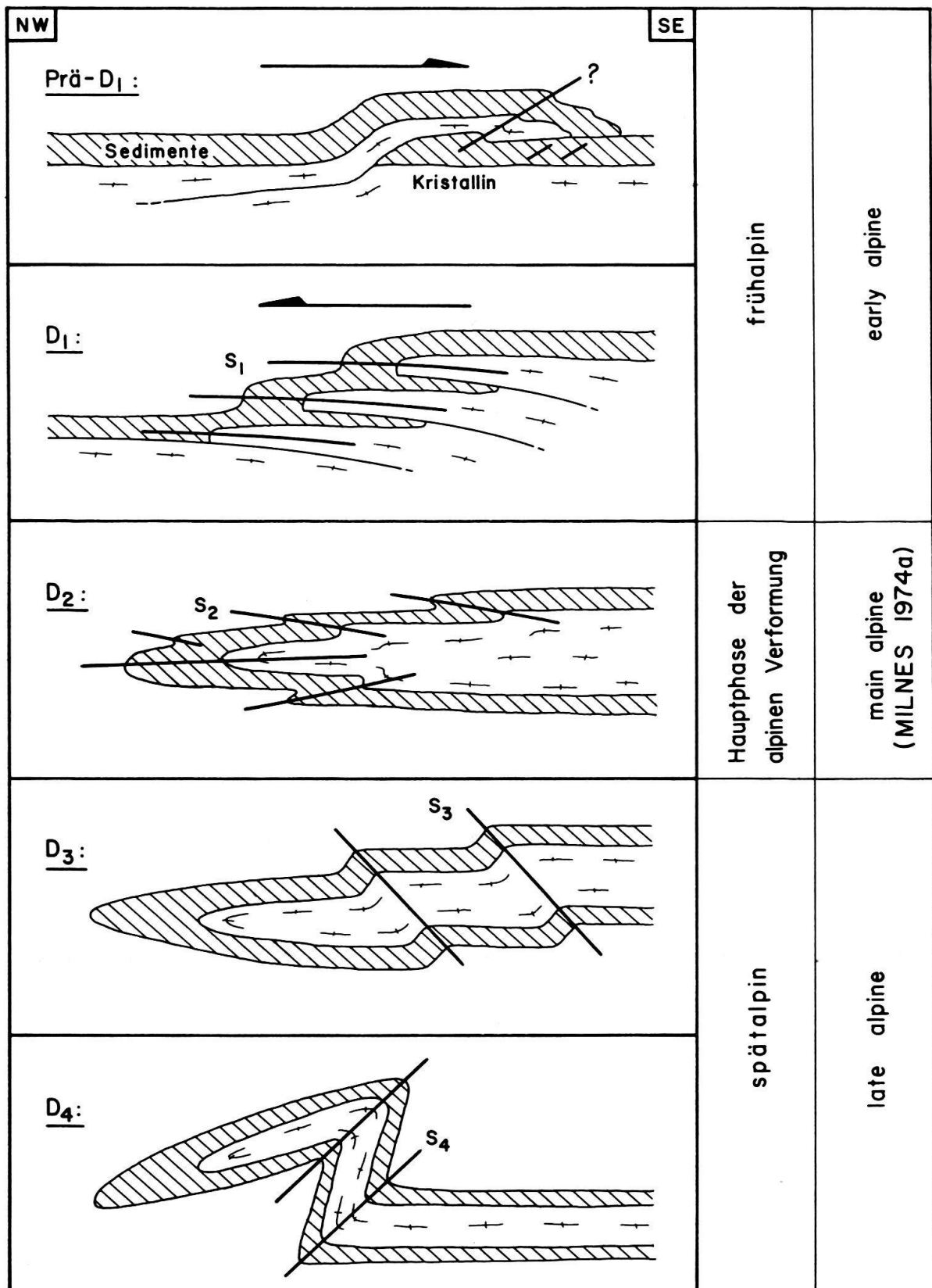


Fig. 6. Deformationsphasen und ihre entsprechenden Schieferungen im Untersuchungsgebiet.



Rückfaltung führt. Dabei entstehen die auf Tafel 2 gezeichneten Großstrukturen der Glishorn-Antiform, der Berisal-Synform (STECK 1984) und die Cervandone-Rebbio-Synform (MILNES 1974a). Begleitet werden diese Deformationen von einer flach gegen Norden einfallenden Crenulationsschieferung ( $s_4$ ). Die  $D_4$ -Strukturen werden durch die Aufwölbung der Toce-Kulmination nur noch schwach verformt.

### 3.2 Makro- und mesoskopische Strukturen

#### 3.2.1 Oberes Val Formazza–Val Bedretto (Tf. 2, Fig. 7: Profile 1–4)

Dieser östliche Teil des Arbeitsgebietes wird einerseits durch die Großstruktur der Lebendun-Decke geprägt und andererseits durch den strukturellen Knotenpunkt am Lago di Morasco, wo die Fäldbach-Zone ihr Ostende hat. Die Form der Lebendun-Decke wird eingehend von HIGGINS (1964a), MILNES (1974a) und PROBST (1980) beschrieben. Wohl bestätigen sich grösstenteils die bestehenden Vorstellungen einer Lebendun-Falte ( $D_2$ ) im Basodino-Gebiet, wir sind jedoch (JOOS 1967, LEU 1985) der Ansicht, dass die Lebendun-Decke nicht wurzellos in den penninischen Sedimenten schwimmt, wie dies PROBST (1980) und HUBER-ALEFFI et al. (1982) postulieren, sondern dass sie in Verbindung steht mit dem kristallinen Untergrund zwischen Gotthard-Massiv und Verampio-Gneis (Fig. 7 und 8). Bei den Konglomeratgneis-Aufschlüssen im Ri di Vallengia und in den Cornoschuppen handelt es sich um frontale Keile der Lebendun-Decke. Die kilometergrossen  $D_2$ -Falten der liegenden Synklinal- und Antiklinalstruktur sind wegen der Topographie nur lokal im Basodino zu beobachten. Erst im Querschnitt der Alpe Veglia (Fig. 8, Profil 9) ist wieder der obere Schenkel der liegenden Lebendun-Falte aufgeschlossen (MILNES 1973). Die Entstehung dieses gegen Süden auftauchenden und in der Tiefe an Mächtigkeit zunehmenden Lebendun-Hauptkörpers sehen wir im Zusammenhang mit prä- $D_1$ -Bewegungen, die mit einem relativen Schub gegen Südosten verbunden sind.

Im Gebiet des Passo San Giacomo und des Val Toggia ist die gesamte Abfolge durch isoklinale  $D_2$ -Falten geprägt (Fig. 9). In den Schenkeln der Isoklinalfalten liegt  $s_2$  immer subparallel zur Stoffbänderung. Nur in kompetenten Lagen ist eine schwache Diskordanz zwischen  $s_2$  und  $s_0$  bzw.  $s_1$  zu beobachten. Es muss erwähnt werden, dass im ganzen Untersuchungsgebiet die ursprüngliche Schichtung ( $s_0$ ) immer parallel zu einer möglichen ersten Schieferung ( $s_1$ ) verläuft, so dass diese beiden Elemente nur selten auseinandergehalten werden können. Das Mineralstreckungslinear  $l_2$  und die Faltenachsen  $FA_2$  tauchen beide mit 30–50° gegen Nordosten ein.  $D_2$ -Sekundärfalten (Fig. 10, sowie GRECO 1984) am Lago Nero lassen dies klar erkennen.

Als einzige  $D_1$ -Strukturen existieren in der Sabbione-Zone am Pizzo San Giacomo enggepresste Trias-Einfaltungen, die von  $D_2$  und  $D_4$  verfaltet werden.

Die nördlichste Synklinale in der Sabbione-Zone verläuft aus dem Gebiet der Alpe di Formazzora (Fig. 9) gegen Westen und taucht nördlich des Lago di Morasco (Fig. 11) unter den liegenden Schenkel der Monte-Leone-Stirnregion ab. Der nördlich anschliessenden Antiklinale ist mit tektonischem Kontakt die Zone von Termen aufgelagert. Diese Überschiebung einer nördlichen Einheit auf eine südlichere ist ein weiteres Relikt der prä- $D_1$ -Phase.

Diese alten Strukturen werden von der Basodino-Rückfalte ( $D_4$ ) überprägt, wobei Anzeichen einer zugehörigen  $D_4$ -Antiform nördlich des Corno Bruni in den Termen-Tonschiefern vorhanden sind (ganz im Norden des Profils von Fig. 11).

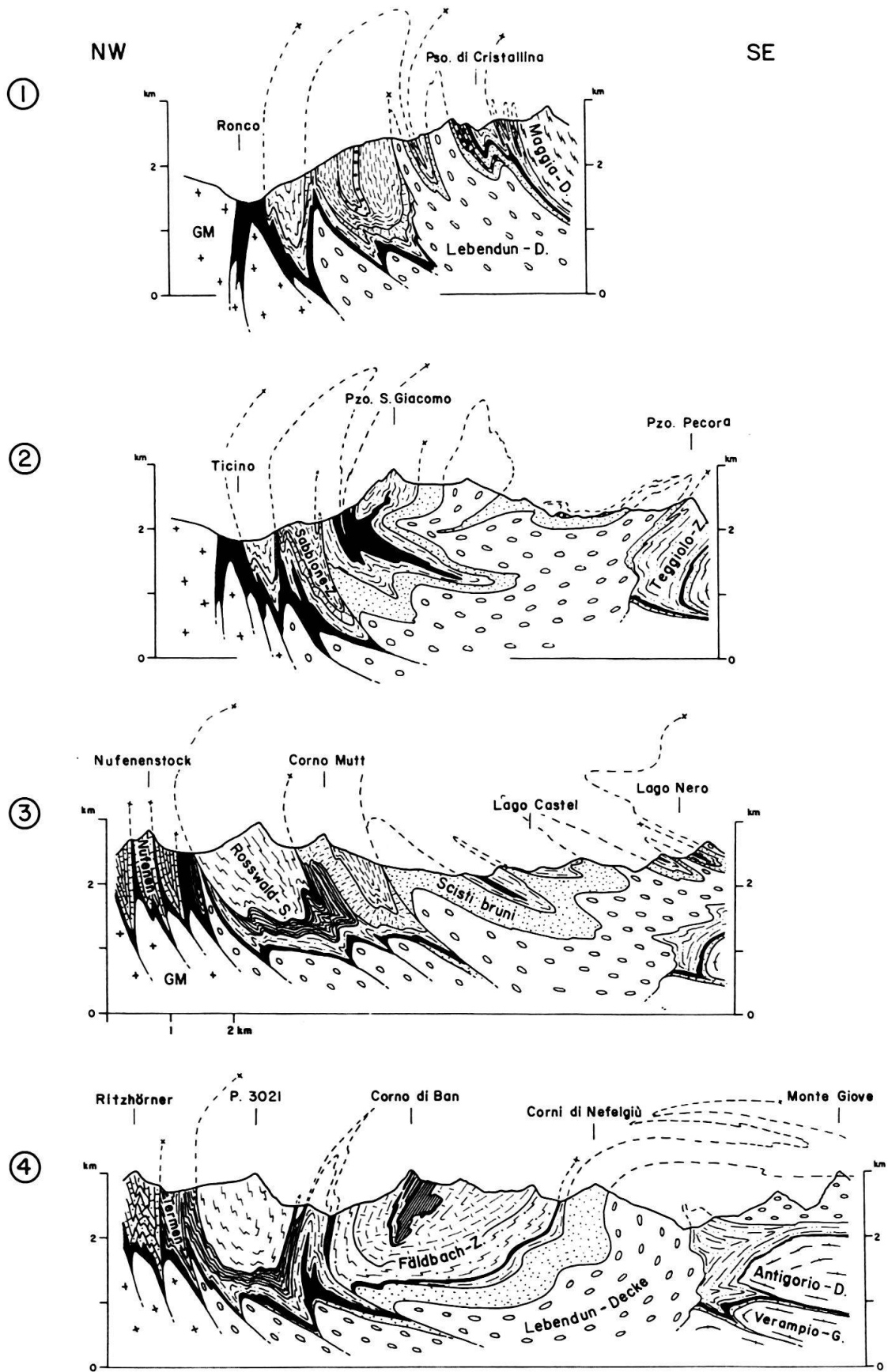


Fig. 7. Geologisch-tektonische Profilschnitte durch das Untersuchungsgebiet: Profile 1 bis 4. Legende siehe Profil 13.

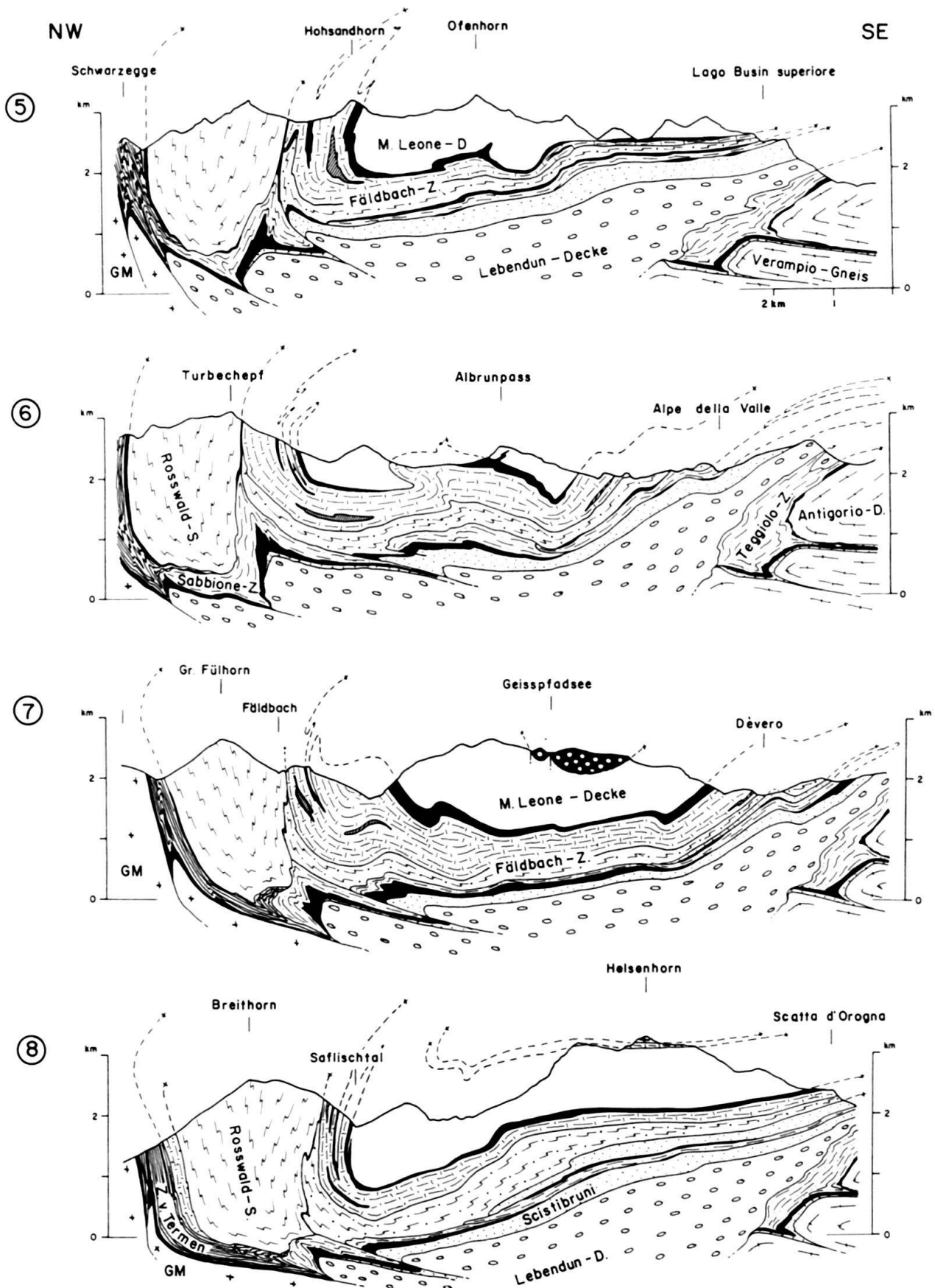


Fig. 7. Geologisch-tektonische Profilschnitte durch das Untersuchungsgebiet: Profile 5 bis 8. Legende siehe Profil 13.

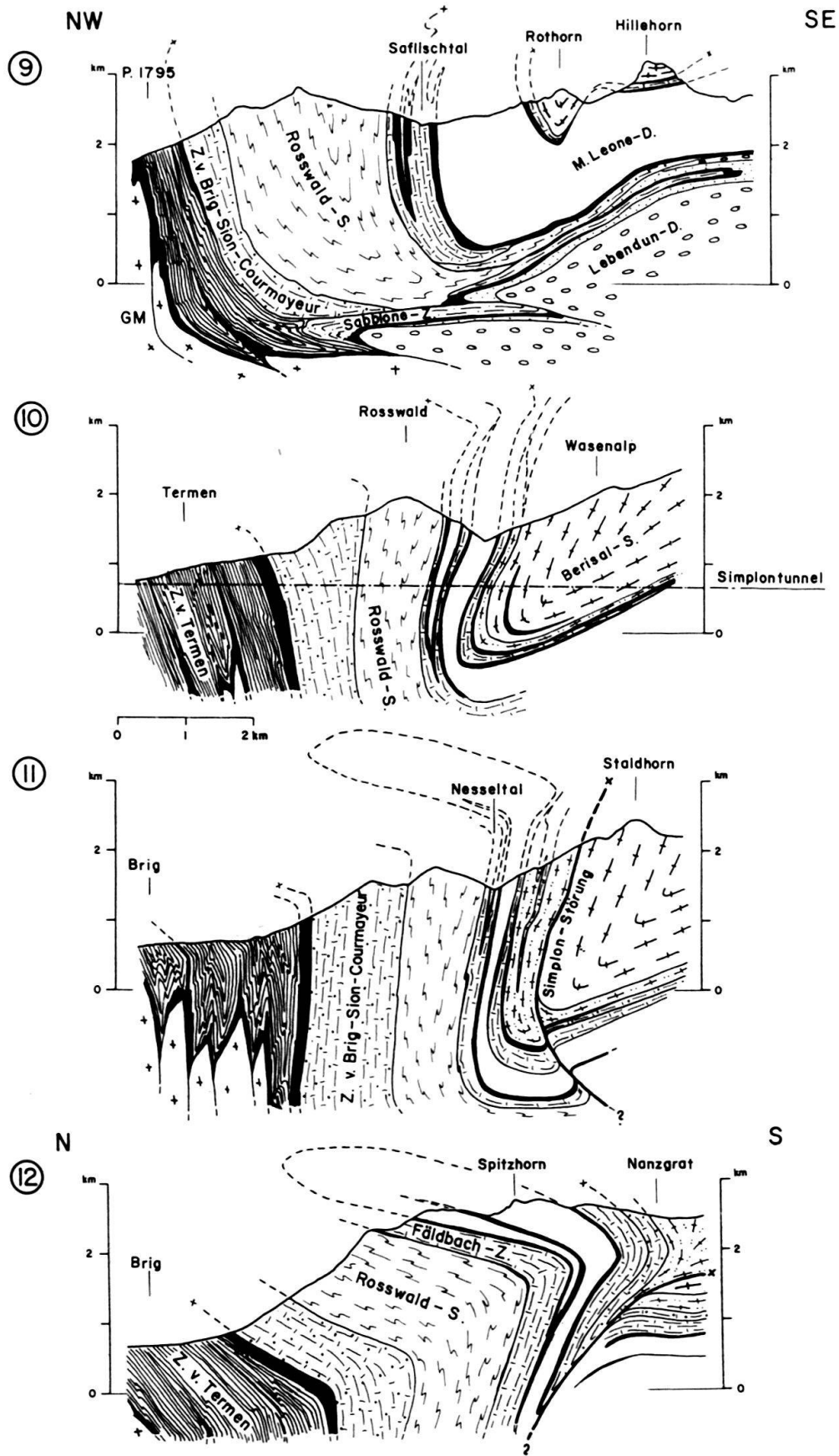
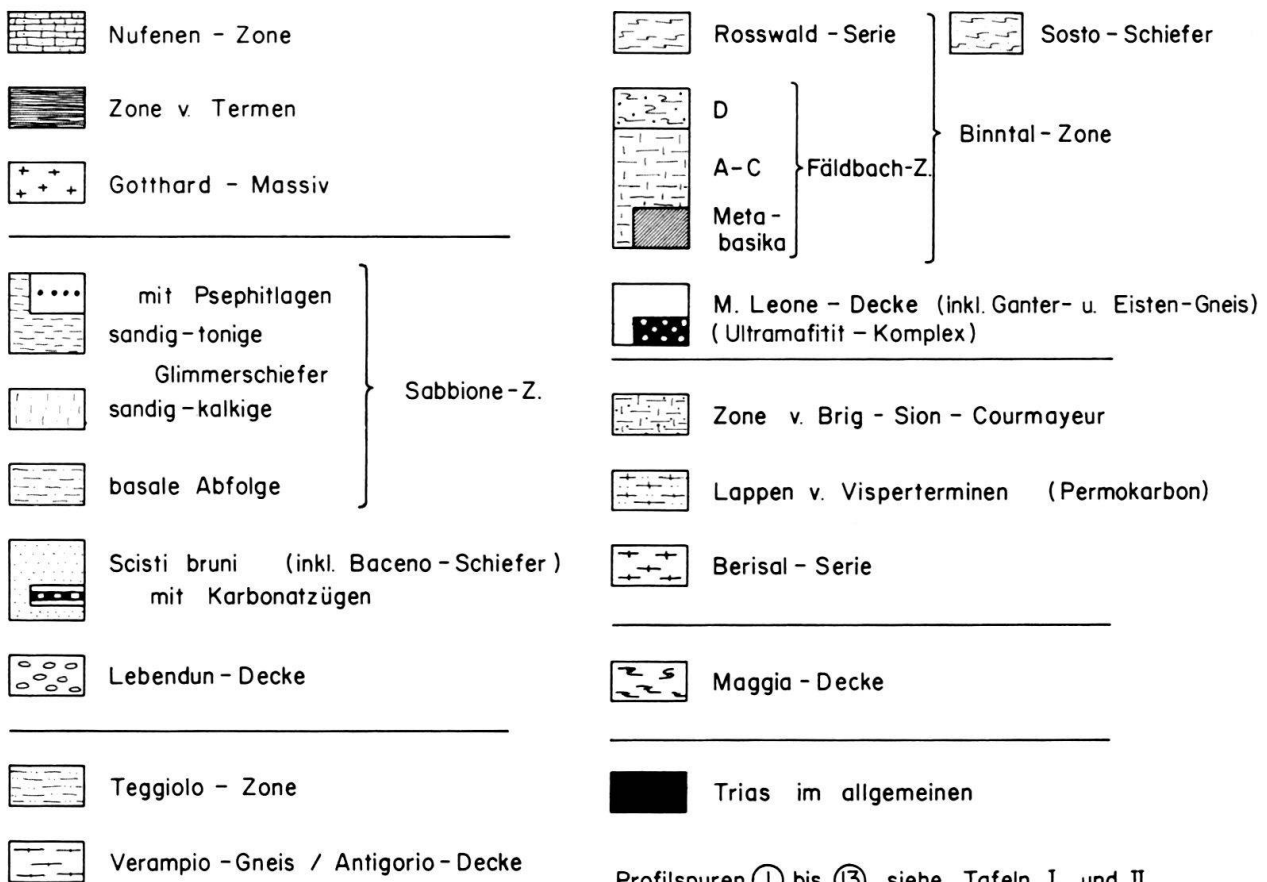
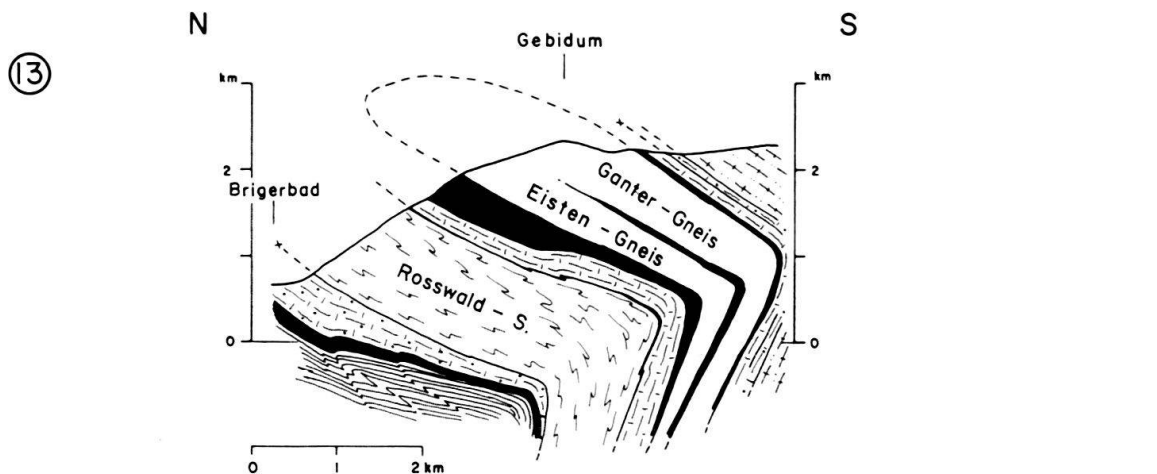


Fig. 7. Geologisch-tektonische Profilschnitte durch das Untersuchungsgebiet: Profile 9 bis 12. Legende siehe Profil 13.



Profilsuren ① bis ⑬ siehe Tafeln I und II

Fig. 7. Geologisch-tektonischer Profilschnitt durch das Untersuchungsgebiet: Profil 13 und Legende.

NW

SE

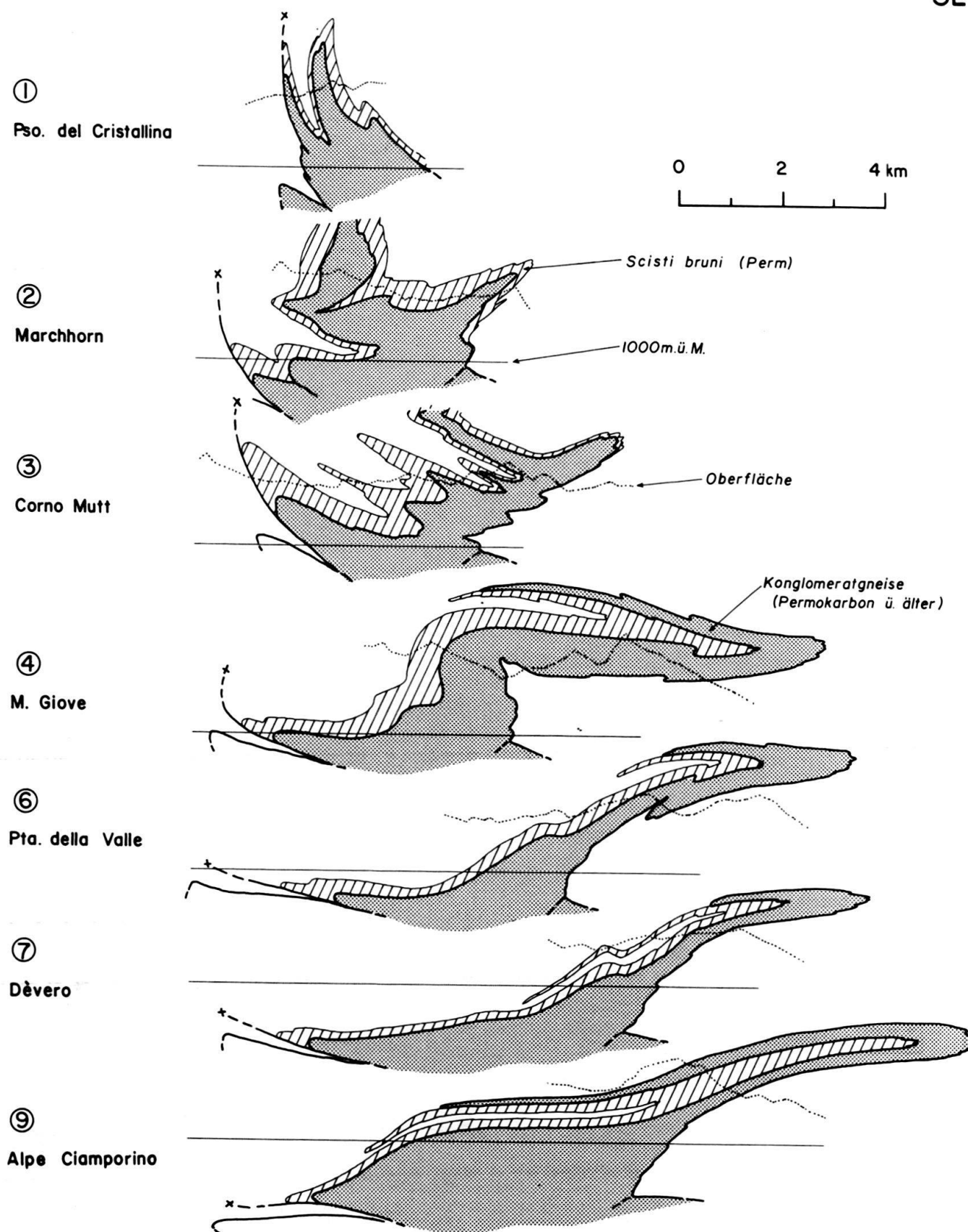


Fig. 8. Die Struktur der Lebendun-Decke zwischen Val Bedretto und Alpe Veglia. Spuren der Profilschnitte siehe Tafeln 1 und 2.



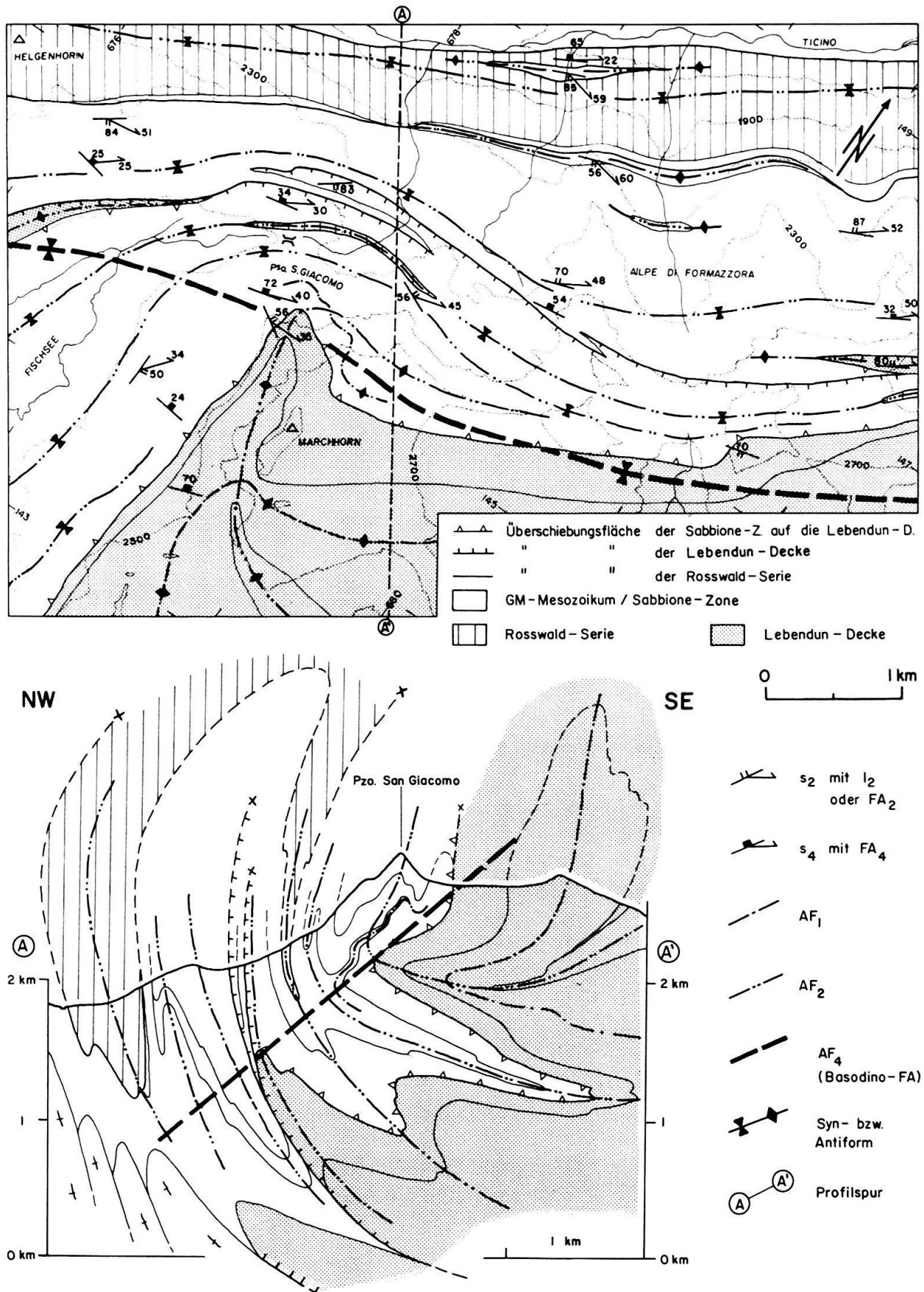


Fig. 9. Strukturkarte und Profil des Gebietes Passo San Giacomo-Alpe di Formazzora.

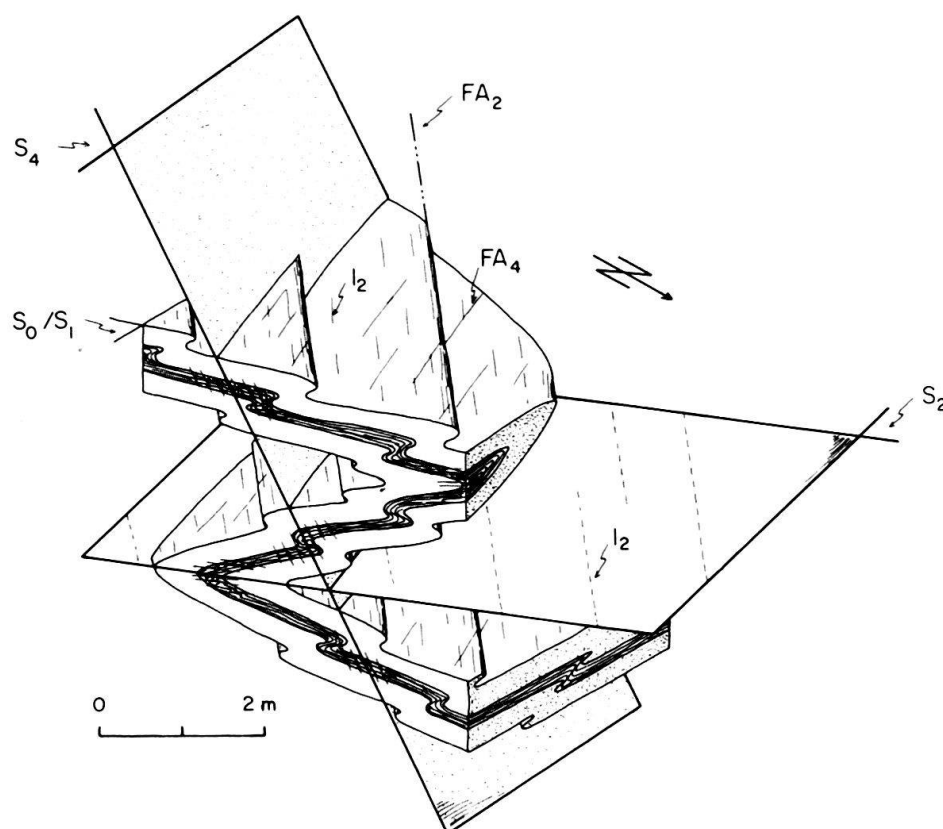


Fig. 10. D<sub>2</sub>-Sekundärfalte in Granatglimmerschiefern der Sabbione-Zone am Lago Nero, Val Formazza.

Bei den Corni di Nefelgiù ist eine offene Grossfalte der Nefelgiù-Antiform stark ausgebildet (Fig. 7: Profil 4), deren Achsenflächenspur (AF<sub>3</sub>) von der Alpe Vannino über die Corni di Nefelgiù bis in die Gegend von Morasco verfolgt werden kann. Dass diese D<sub>3</sub>-Umbiegung auch wirklich älter als die D<sub>4</sub>-Rückfaltung ist, zeigen Interferenzstrukturen südlich des Passo di Nefelgiù, wo D<sub>3</sub>-Faltenachsen von D<sub>4</sub> verfaltet werden. Der Nordwestschenkel der Nefelgiù-Antiform ist gegen Süden bis in die Region Passo Busin-Punta Glogstafel zu verfolgen; dort werden isoklinale D<sub>2</sub>-Falten und die dazugehörige flach liegende Hauptschieferung (s<sub>2</sub>) von D<sub>3</sub> so verbogen, dass sie steil gegen Osten ansteigen.

### 3.2.2 Binntal-Alpe Dèvero (Tf. 2, Fig. 7: Profile 5–8)

Das gegen Südwesten flach abtauchende Kristallin der Monte-Leone-Decke ist zum ersten Mal in der Umgebung von Ofenhorn und Hohsandhorn aufgeschlossen. Gneise bauen zum grössten Teil den flach liegenden, unteren Schenkel der Monte-Leone-Decke (D<sub>2</sub>-Struktur) auf, der nördlich der Linie Heiligkreuz-Ofenhorn in eine saigere bis überkippte Lage übergeht. Bei den Gneisen, die den Gipfel des Ofenhorns bilden, handelt es sich möglicherweise bereits um den normal liegenden, oberen Schenkel. Eindeutige D<sub>1</sub>-Strukturen sind die bis über 200 m grossen Falten am Kontakt Monte-Leone-Gneis/Triasdolomit (Fig. 12, ganz im Norden). Diese Falten (Tf. 1, an der Punta Lebendun, am Hohsandhorn und nördlich davon in den Strahlgrät) sind immer asymmetrisch, wobei sich im verscherten Schenkel liasische Sedimente und Gneise berühren (Fig. 6). Ebenfalls als Fragmente solcher Strukturen betrachten wir die isolierten Gneislamellen am Holzer-

spitz und bei Giessen östlich Binn. Die Faltenachsen ( $FA_1$ ) ondulieren stark zwischen horizontalem und steilem Einfallen gegen Nordwesten. Das Fenster nördlich des Albrunpasses, wo Sedimente der Binntal-Zone von Monte-Leone-Gneisen umrahmt werden, entsteht durch Interferenzen von  $D_1$ -,  $D_2$ - und  $D_4$ -Falten. Südlich des Albrunpasses kommt es zu einer Überlagerung von  $D_3$ -Falten (nach MILNES 1974a = Dèvero-Falten) durch offene  $D_4$ -Rückfaltungsstrukturen. Die Forno-Falten (nördlich Lago di Dèvero) von MILNES (op. cit.) sind Interferenzerscheinungen, die durch horizontale, N-S-verlaufende Achsen gekennzeichnet sind. Eine ähnliche Situation findet sich im Längtal (südlich Heiligkreuz), wo der mit  $D_3$ -Falten treppenartig absteigende Monte-Leone-Gneis abrupt in die  $D_4$ -Synklinale am Meiggerhorn (KRAMERS 1970) übergeht. Die Achsenflächenspuren der  $D_4$ -Rückfaltung sind grossräumig verfolgbare (Tf. 2).

In den sandigen Kalkglimmerschiefern der Rosswald-Serie, am Ausgang der Binna-schlucht (Fig. 13), sind neben  $D_2$ - und  $D_4$ -Falten auch zentimeter- bis metermächtige Kinkbänder zu beobachten, die ein konjugiertes, mit  $45^\circ$  gegen Nordwesten einfallendes System bilden. Letzteres muss im Zusammenhang mit einer jungen, horizontalen Dehnung aktiviert worden sein.

### 3.2.3 Saflischtal-Gebidum (Tf. 2, Fig. 7: Profile 8–13)

Die Strukturen westlich des Saflischtales wurden in dieser Arbeit nicht zusammenhängend im Detail untersucht, und wir verweisen deshalb teilweise auf die Synthese von STECK (1984). Folgendes möchten wir ergänzen:

- Die steil nach Nordwesten einfallenden Achsen im Gebiet der Saflischpasshöhe in den Sedimenten sowie im Gantergneis (KRAMERS 1970) können als  $D_1$ -Strukturen interpretiert werden. Gleiches trifft für den Eistengneis, den frontalen Span des Gantergneises zu.
- Bei der Achsenflächenschieferung der Synklinale in der Zone von Brig–Sion–Courmayeur am Grat östlich des Tochuorns (Fig. 14) handelt es sich um die Hauptschieferung ( $s_2 = s_3$  von STECK 1984), die ihrerseits von der Glishorn-Antiform ( $D_4 = D_6$  von STECK 1984) überprägt ist.
- In bezug auf den Verlauf der Simplon-Störung sprechen die Verhältnisse im Gebiet südöstlich des Tochuorns eindeutig für die Interpretationen von MANCKTELOW (1985), wonach diese Störung in der Umgebung von Rietli (südlich des Tochuorns) gegen Norden abbiegt und weiter im Streichen der Einheiten verläuft (Fig. 7, Profile 11–13).

### 3.3 Deformation der Gerölle

Bei den deformierten Geröllen liegt die längste Achse parallel zum Mineralstreckungslinear  $l_2$  und die kürzeste senkrecht zur Hauptschieferung  $s_2$  (vgl. Fig. 13). Die oft asymmetrische Form der Komponenten (Calcit- und Dolomitmarmore, Gneise) belegt eine Scherung während  $D_2$  mit einer Scherrichtung parallel zum Streckungslinear  $l_2$ , das mit  $20$ – $60^\circ$  gegen Südosten einfällt. Der dextrale Schersinn liegt in guter Übereinstimmung mit den Ergebnissen von STECK (1984) bezüglich seines  $D_{II}$ -Linears.

Unter den Annahmen, dass

- es sich bei den deformierten Geröllen um *ursprünglich elliptische* Objekte handelt,
- die Verformung im Messbereich *homogen* ist und

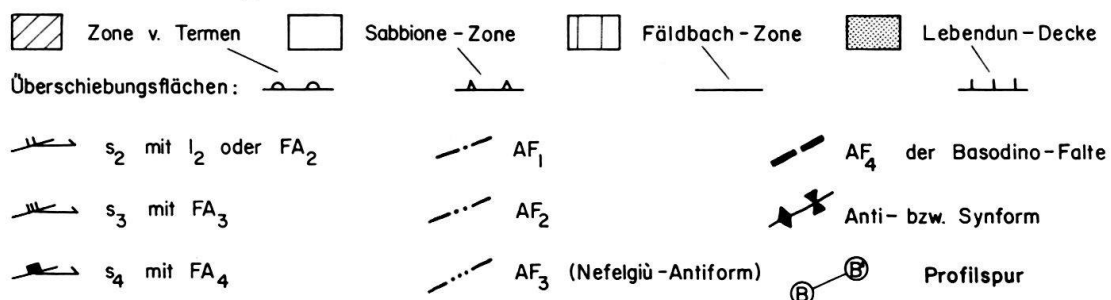
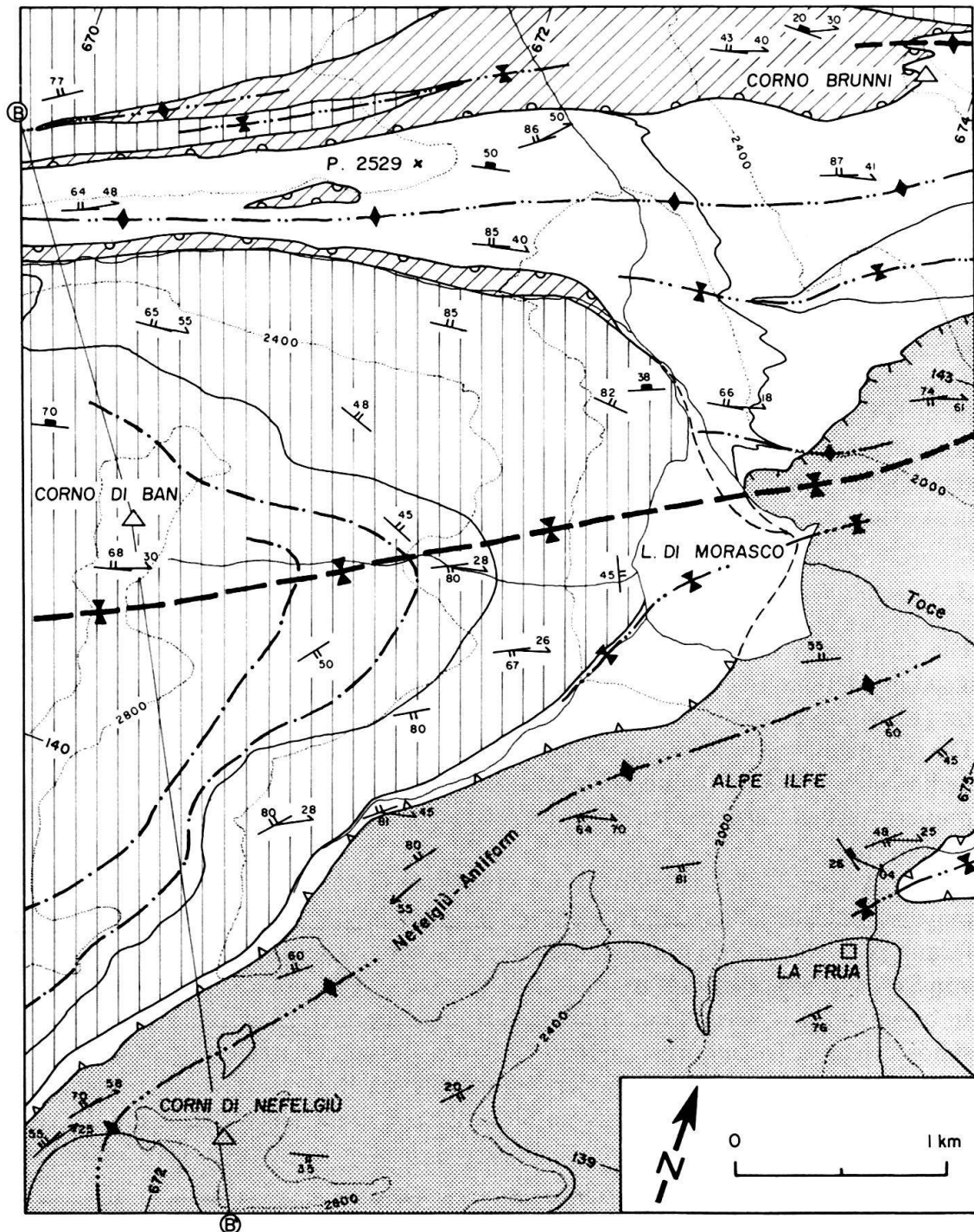
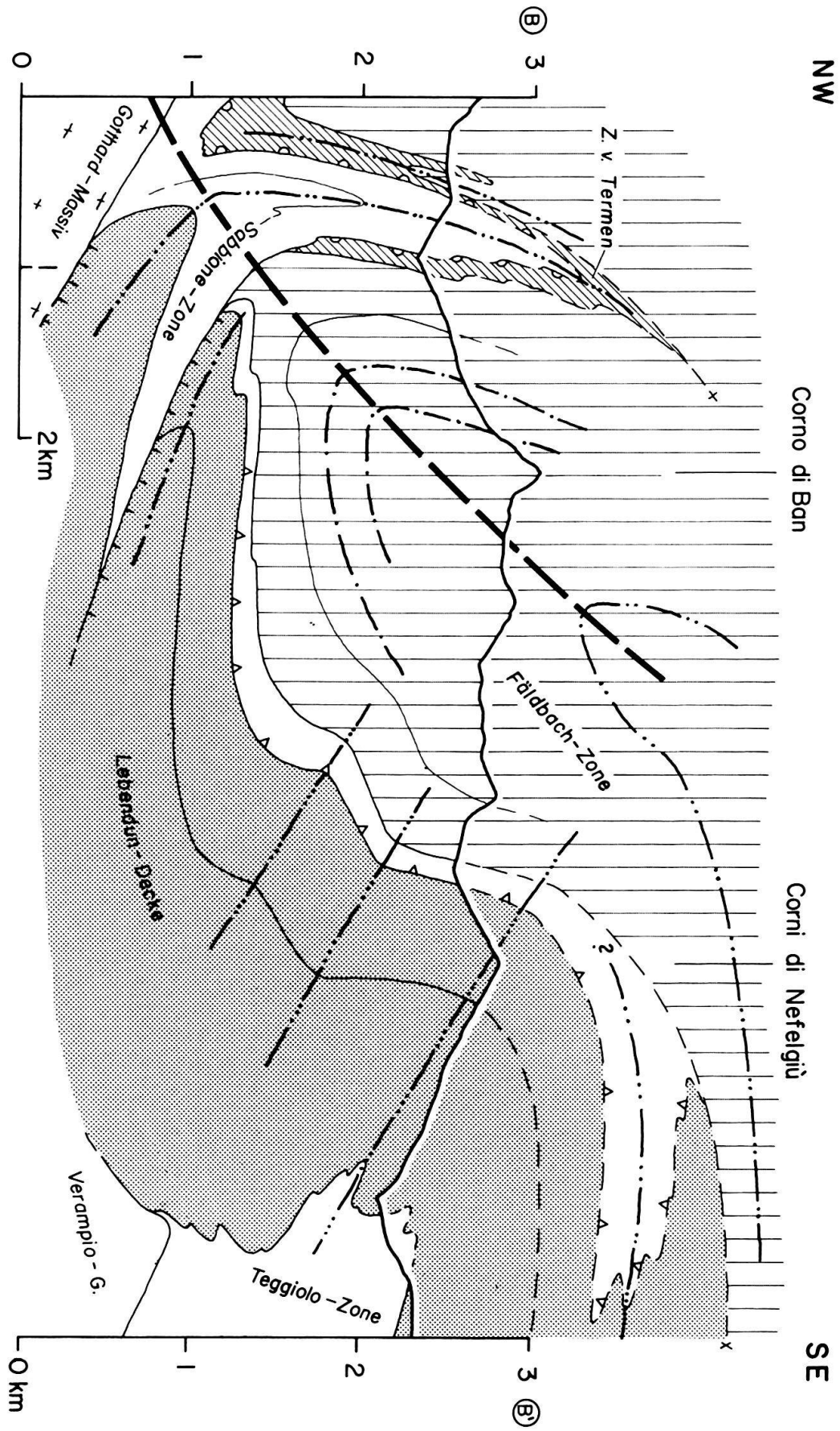


Fig. 11. Strukturkarte und Profil der Umgebung des Lago di Morasco (Val Formazza). Profil B-B' gegenüber.





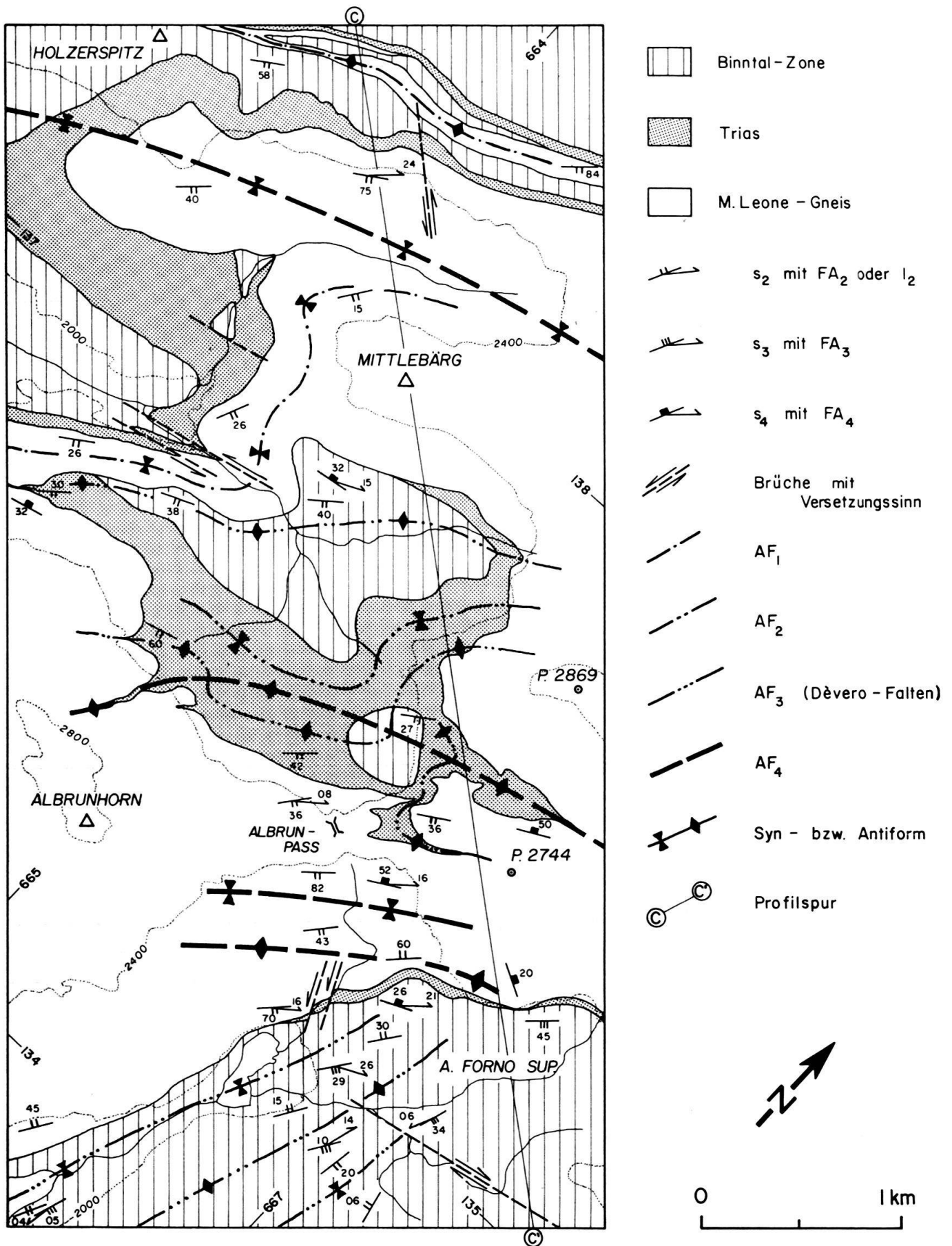
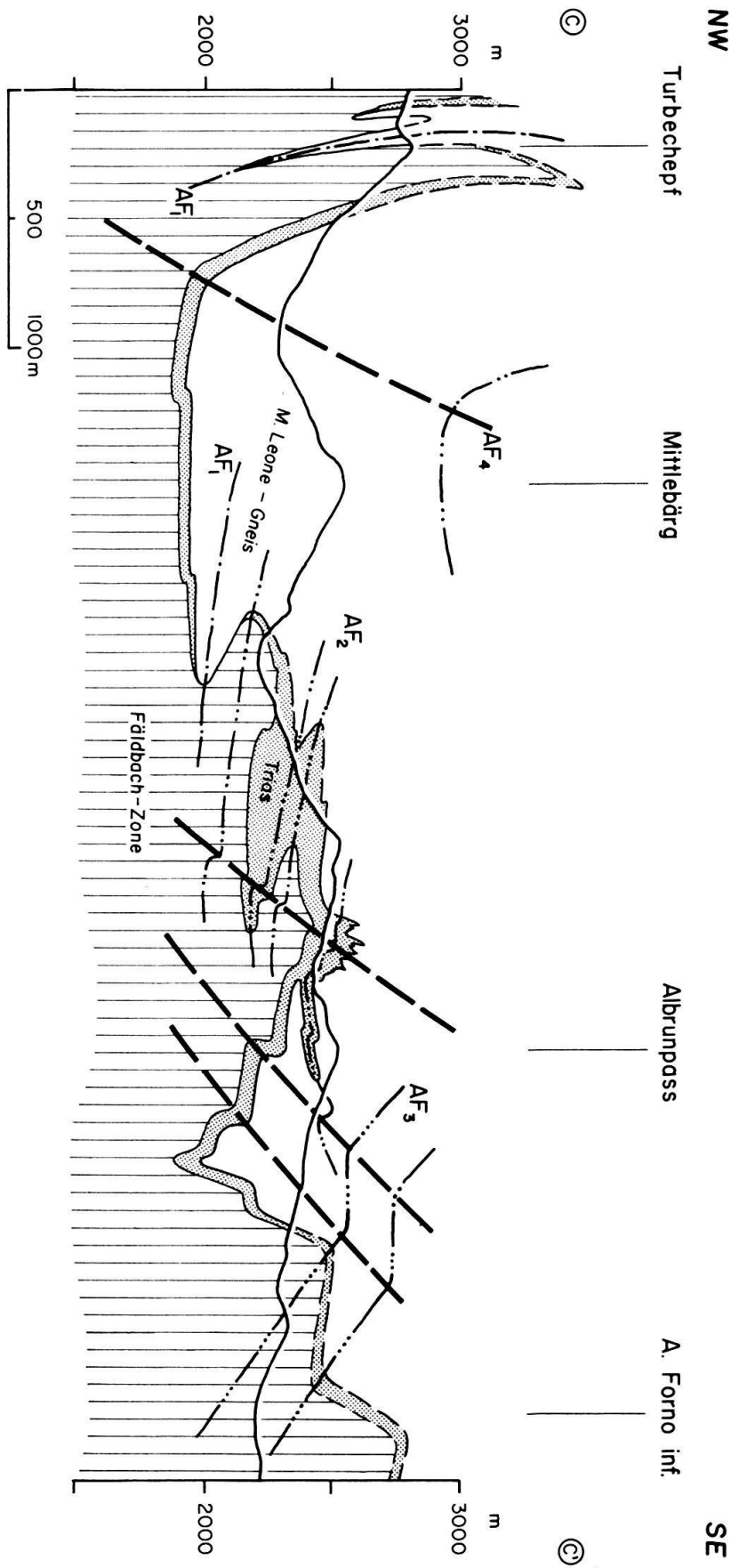


Fig. 12. Strukturkarte und Profil der Umgebung des Albrunpasses. Profil C-C' gegenüber.





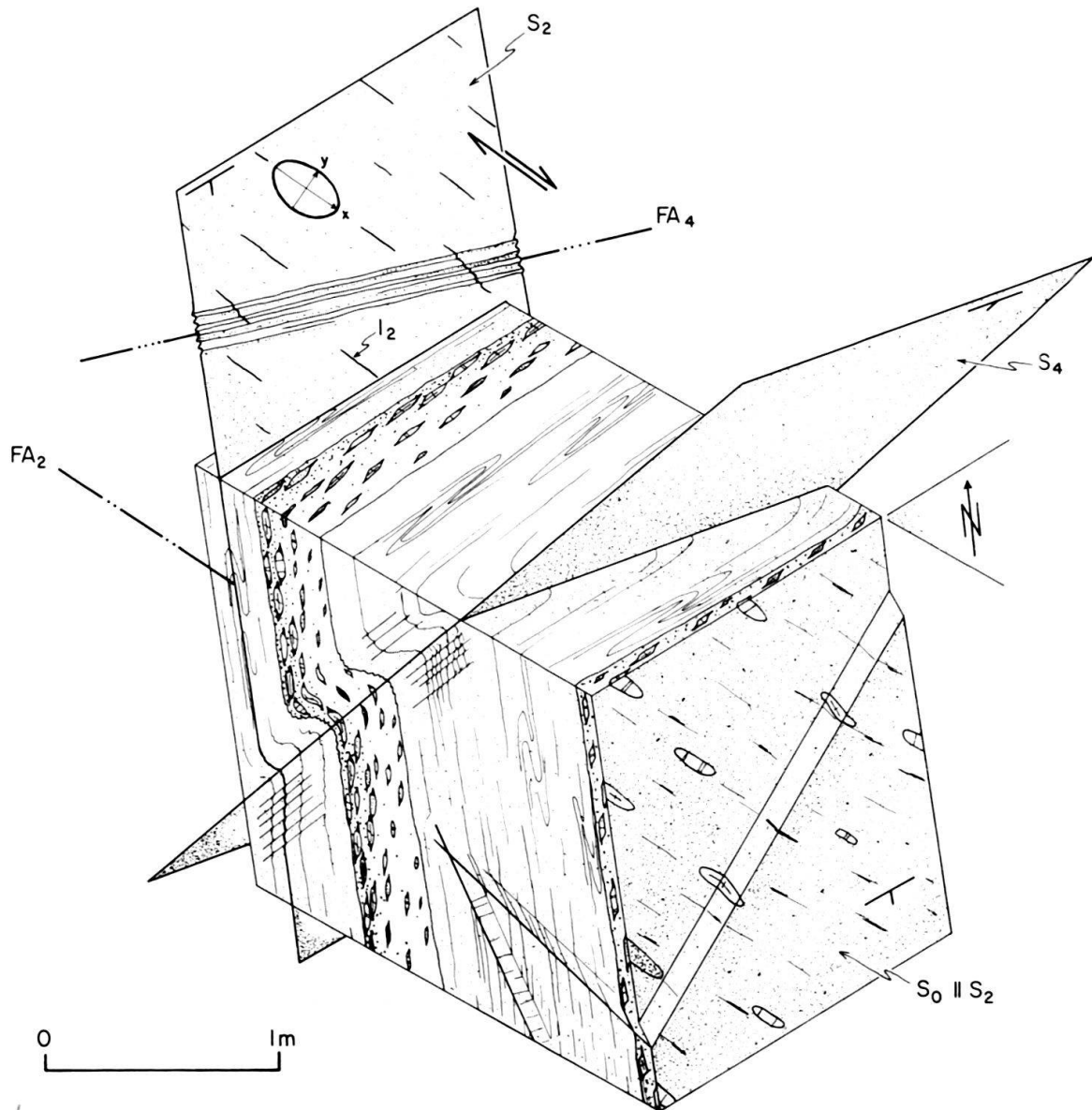


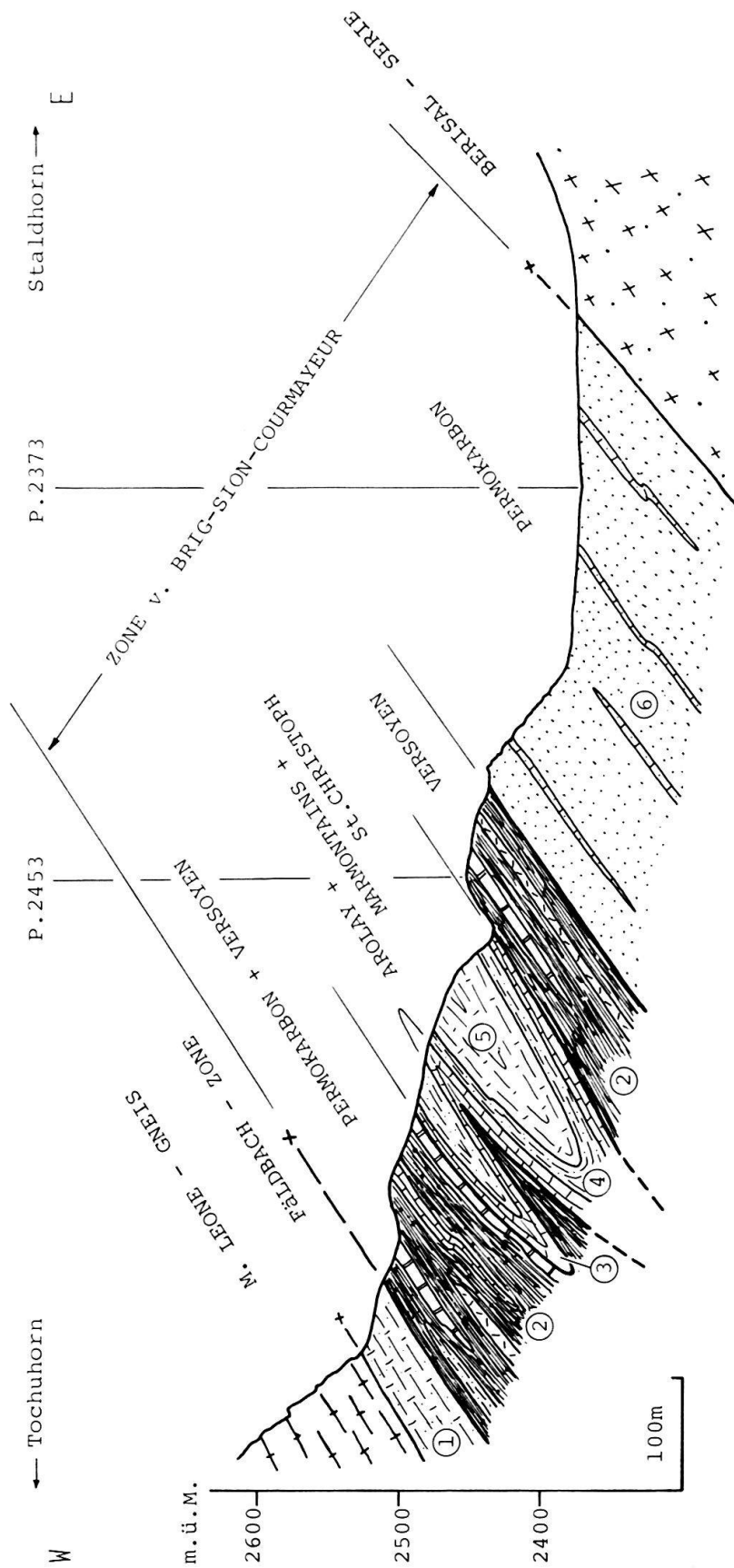
Fig. 13. Die Strukturen der Rosswald-Serie in der Twingi, Binna-Schlucht.

— der Kompetenzunterschied zwischen Matrix und Komponenten nicht allzu gross ist, wurden an 11 Proben (Tf. 2) mit der  $R_f/\phi$ -Methode (RAMSAY 1967) absolute Verformungswerte gemessen und unter der Voraussetzung von Volumenkonstanz die Achsenverhältnisse des finiten Verformungsellipsoides berechnet.

Aus dem mittleren Verformungsverhältnis

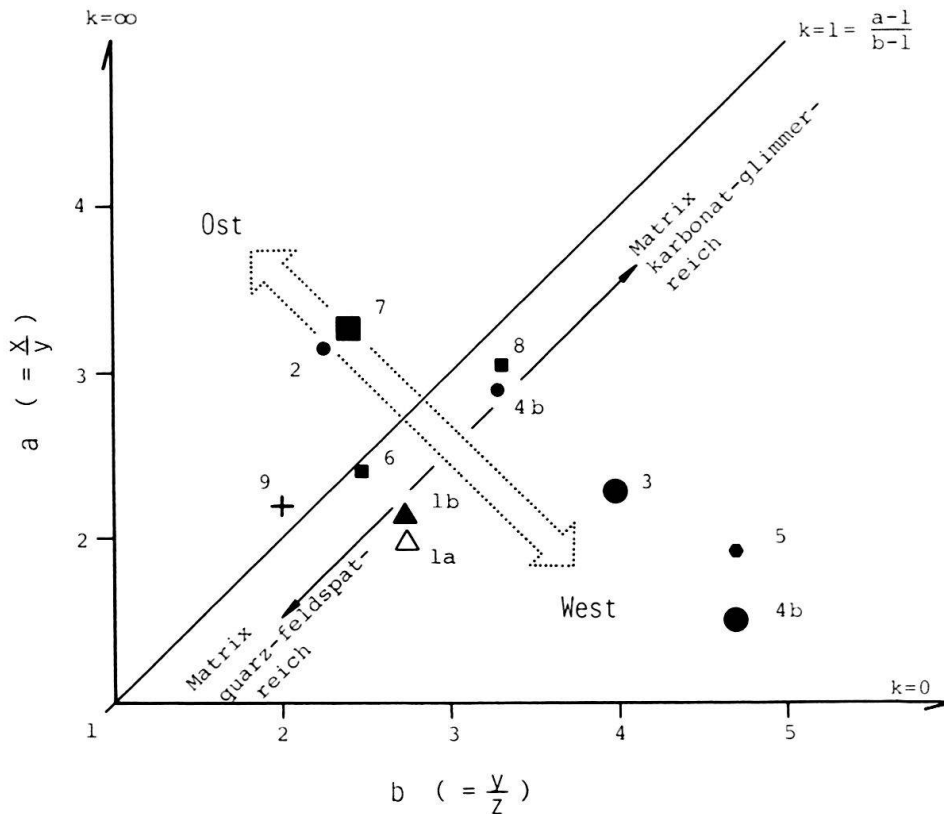
$$\bar{x}:\bar{y}:\bar{z} = 2.66:1.1:0.45$$

lässt sich eine generelle Deformation während  $D_2$  vom Typ «ebene Verformung» (plain strain) mit einem  $k$ -Wert von 0,99 ableiten. Aus dem Flinn-Diagramm (Fig. 15) wird ersichtlich, dass die Verformung in karbonatischer Matrix (Proben 4b und 8) viel stärker ist als in einer quarzfeldspatreichen. Von den östlichen zu den westlichen Proben ist ein Trend von Zigarrenbildung (constriction) zu reiner Plättung (flattening) beobachtbar. Es



- ① : Sandige Kalkglimmerschiefer (Typ D)
- ② : Schieferige Gneise und dunkle Phyllite mit Blöcken v. Dolomitschiefern, Grünschiefern, Arolay und Marmontains
- ③ : Sandige Kalkschiefer (Arolay), z.T. psammitisch
- ④ : Schwarze Phyllite und rötlich/grüne Quarzite (Marmontains)
- ⑤ : Sandige Kalkglimmerschiefer (St.Christoph)
- ⑥ : Dunkle schieferige Gneise, quarzreich und mit dm-mächtigen Karbonatlagen

Fig. 14. Geologisches Detailprofil durch die Sedimente zwischen Ganter-Gneis und Berisal-Serie entlang dem Grat Tochuhorn-Staldhorn.



Sedimente Komponentengrösse 2-15 cm    2 cm		Gneise	Tektonische Einheit
▲		△	Sabbione-Zone
●	●		Rosswald-Serie
	●		Z.v.Brig-Sion-Courmayeur
■	■		Fäldbach-Zone
		+	M.Leone-Gneis

Fig. 15. Deformation der Gerölle (Flinn-Diagramm) in Abhängigkeit der geographischen Lage und der Matrix-Zusammensetzung.

zeigt sich klar, dass im westlichen Untersuchungsgebiet eine zusätzliche, horizontale Dehnungsrichtung vorhanden ist (Fig. 16). Diese unterschiedlichen Verformungstypen können folgende Ursache haben:

- Die drei obengenannten Annahmen gelten nicht überall, womit der Trend keine Aussagen ermöglicht.
- Die Deformation wurde von der Metamorphose nicht überall gleich beeinflusst.

### 3.4 Kristallisation, Deformation und Metamorphose

#### 3.4.1 Das Gefüge von Calcit und Dolomit (Ultradünnschliff-Untersuchungen)

An 23 Proben von karbonatischen Gesteinen (vgl. Tf. 2) wurde mit Hilfe von Ultradünnschliffen das Gefüge von Dolomit und Calcit untersucht. Um Verformungsunter-

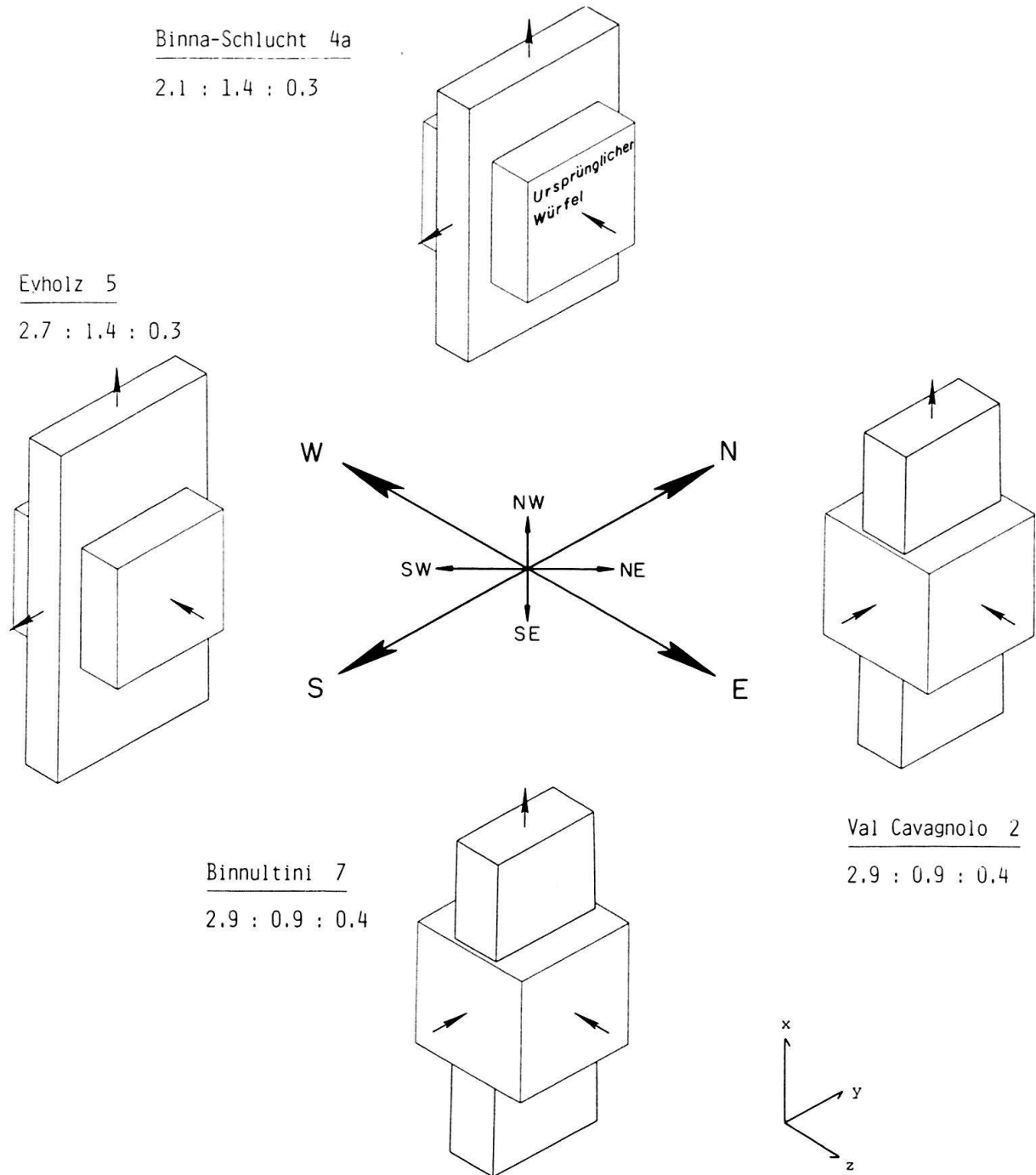


Fig. 16. Die absoluten Deformationsbeträge als verformte Kuben im regionalen Umfeld dargestellt (x, y und z = Achsen des Deformationsellipsoides).

schiede im regionalen Rahmen festzuhalten, werden die Resultate in thematischen Gruppen beschrieben.

**Dolomitkomponenten der Konglomeratlagen.** Die heutige Korngrösse des Dolomites liegt immer unter 0,01 mm und ist stark abhängig vom Gehalt an organischem Material oder sonstigen Fremdmineralien. Das Dolomitgefüge ist durch scharfe Korngrenzen, eine ausgeprägte Subkornbildung und eine gute Kornformorientierung (Plättung in  $s_2$ , Längung parallel  $l_2$ ) charakterisiert. Als Verformungsmechanismus kommt in erster Linie

Dislokationskriechen in Frage. Wie bereits Wyss (1985) in den Sedimenten der Urseren-Zone beschreibt, sind die Dolomitkomponenten verglichen mit Calcitkomponenten überdurchschnittlich stark deformiert. Dies widerspricht dem rheologischen Verhalten von Dolomit, der sich bei Temperaturen zwischen 400 und 500°C, wie sie im Bereich der oberen Grünschiefer- bis unteren Amphibolitfazies herrschen, spröder verhalten sollte (NICOLAS & POIRIER 1976). Die Verformbarkeit im duktilen Verformungsbereich kann dadurch erklärt werden, dass es sich um ein primär feinkörniges Gestein (Mikrit) handelt, welches leichter verformbar ist (SCHMID 1982). Die Korngrenzen wurden nach der Verformung durch Fremdmaterial fixiert und eine sekundäre Rekristallisation verhindert.

*Regionale Unterschiede im Gefüge.* Über das Untersuchungsgebiet hinweg sind folgende Tendenzen im Gefüge der Calcitmarmore zu beobachten:

— *Unterschiede von Nordwest nach Südost:*

	<i>Nordwest</i>	<i>Südost</i>
Kornformorientierung	stark	schwach
Gitterregelung	gut	keine
Subkörner	vorhanden	keine
Zwillingslamellen	vorhanden	keine

Dieser Befund zeigt, dass die Gesteine im inneren Bereich (Südost) statisch besser rekristallisiert sind, da dort die Temperaturen höher waren.

— *Unterschiede von Südwest nach Nordost (im Streichen):* Die Calcitmarmore der Fäldbach-Zone und der Zone Brig–Sion–Courmayeur zeigen im Streichen Gefügeunterschiede, die wie oben beschrieben mit dem Unterschied der Metamorphosebedingungen im Zusammenhang stehen. Generell ist die Rekristallisation im Südwesten schwächer als im Nordosten, und es sind bis zu drei Generationen von Zwillingslamellen vorhanden, wobei sie westlich der Linie Brig–Simplonpass oft verbogen oder geknickt sind.

### 3.4.2 Das Gefüge anderer Mineralien und die Metamorphosebedingungen

Auf Tabelle 4 sind die für die Deformation und Metamorphose wichtigsten Mineralien aufgeführt. Da die Metamorphose im Arbeitsgebiet von verschiedenen Autoren eingehend beschrieben wird (siehe Abschnitt 1.2), sind im folgenden nur Ergänzungen in bezug auf Mineralwachstum in den verschiedenen Deformationsphasen aufgeführt.

*Plagioklas* kommt in den Metasedimenten immer als poikiloblastische Überwachsung eines bestehenden Gefüges vor. Die Hauptbildung ist während und nach  $D_2$  zu beobachten, selten auch noch zu Beginn von  $D_3$ . Als Besonderheit gelten eingeschlossene Schieferungsgefüge, die  $D_1$  zugeordnet werden müssen; oft handelt es sich dabei um 0,5 cm grosse, isoklinale Falten, die als Spur von organischem Material im Plagioklas abgebildet sind (Fig. 17a).

*Biotit* ist von Nordosten her kommend bis in die Gegend des Simplonpasses weit verbreitet, kann aber weiter westlich nur noch selten beobachtet werden. Gegen Süd-



westen kommen in zunehmendem Masse auch Biotite mit grünlichem Pleochroismus vor, wie dies LISZKAY (1965) bereits aus dem gotthardmassivischen Lias beschreibt. Die Biotite haben sich mit  $D_2$  neu gebildet (Fig. 17b) oder überwachsen prä- $D_3$  als Querglimmer  $D_2$ -Gefüge. Während  $D_3$  und  $D_4$  werden die Biotitporphyroblasten nur noch verbogen oder geknickt.

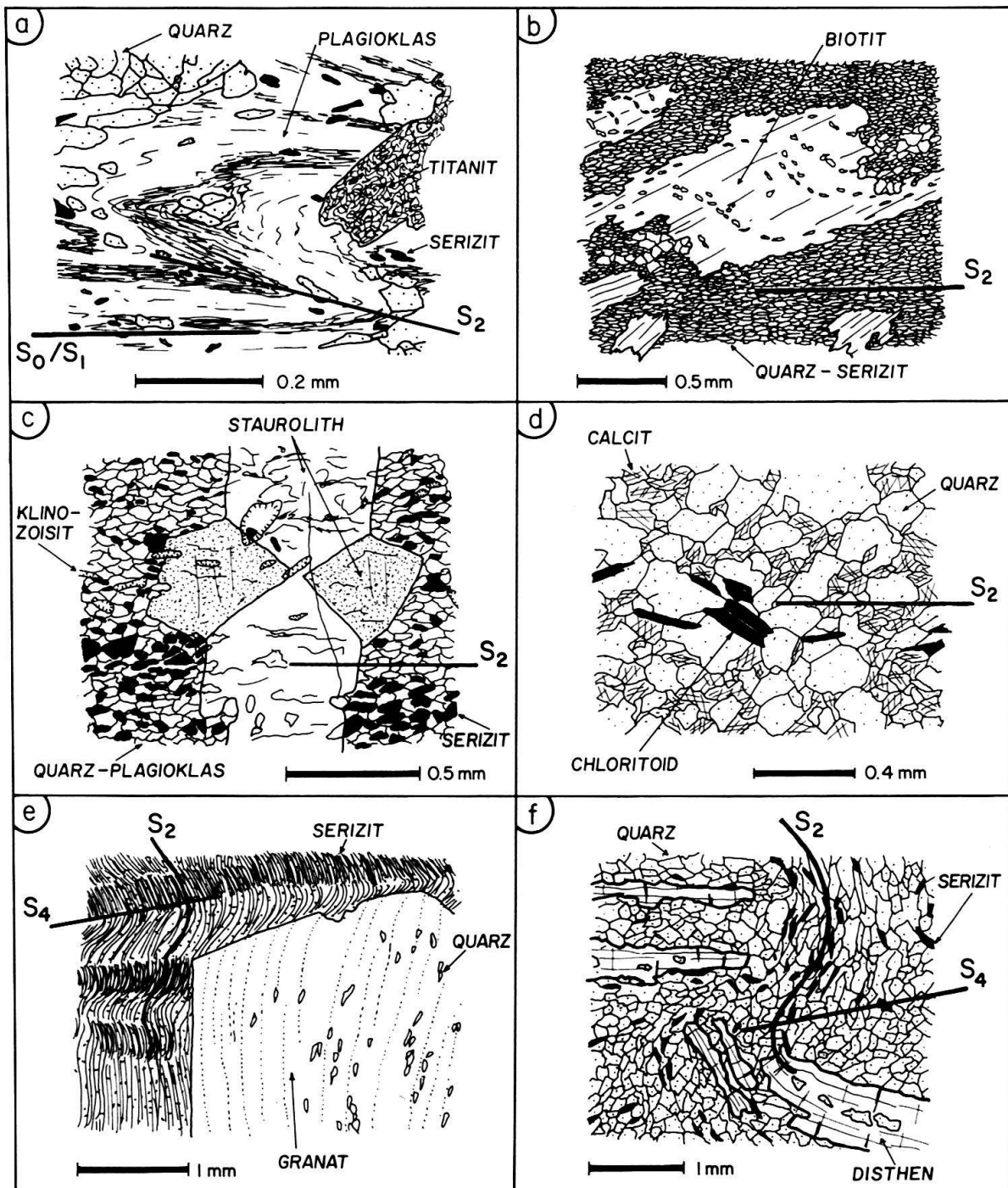


Fig. 17. Die Beziehung zwischen Mineralwachstum und Deformation für a) Plagioklas, b) Biotit, c) Staurolith, d) Chloritoid, e) Granat, f) Disthen.

*Staurolithe* in der Zone von Termen der Valle del Gries überwachsen in Form gekreuzter Zwillinge die  $D_2$ -Schieferung (Fig. 17c) und werden anschliessend von  $D_4$  nur noch passiv rotiert ( $D_3$  ist dort nicht vorhanden).

*Chloritoid* wurde nur im Lias der Sabbione-Zone auf der Alpe del Sabbione gefunden. In einem feinkörnigen, karbonathaltigen Quarzit liegen längliche Chloritoidleisten subparallel in der Kristallisationschieferung  $s_2$  (Fig. 17d). Der Zeitpunkt der Bildung ist fraglich, da die Kristalle zu klein sind, um eine eindeutige Beziehung zum bestehenden Gefüge abzuleiten.

*Granat* ist ein Durchläufer, der meistens in Form rotierter, idiomorpher Porphyroblasten vorliegt. Einschlusspuren von Quarz, Ilmenit und Zoisit bilden oft das überwachsene Gefüge ab. Erste Neubildungen sind während  $D_2$  möglich, wobei helizitische Einschlussgefüge entstehen. Von  $D_3$  und  $D_4$  werden die Granate vielerorts passiv rotiert (Fig. 17e), selten ist aber auch ein Mineralwachstum bis post- $D_4$  zu beobachten (Val Toggia).

*Distene* kommen als einschlussreiche Stengel in  $S_2$  vor, die sich syn- bis post- $D_2$  gebildet haben. Von  $D_3$  und  $D_4$  werden sie verbogen oder rotiert (Fig. 17f) und brechen dabei entlang der guten Spaltbarkeit parallel 001 auseinander.

Die Problematik der absoluten Datierung des Metamorphosehöhepunktes erläutert FRANK (1979) im Querschnitt des Simplonpasses. Er berechnet maximale P-T-Bedingungen von 2–3 kb/400 °C für Brig und 5–7 kb/580 °C für Verampio. Auch die Verbindung von Kristallisation/Deformation der Hauptmineralien mit den publizierten Metamorphosealtern (JÄGER et al. 1967, HUNZIKER 1969) gibt nur bedingt Auskunft über den Zeitpunkt der Metamorphose während der Deformationsabfolge, weil die Strukturen einer Phase heterochron entstanden sein können. Unter Berücksichtigung der wichtigsten Mineralneubildungen im Deformationsablauf (Tab. 4) muss jedoch für den Metamorphosehöhepunkt der Zeitraum syn- bis post- $D_2$  angenommen werden.

Tabelle 4: Deformation/Kristallisations-Beziehungen für die wichtigsten Mineralien.

	$D_1$		$D_2$		$D_3$		$D_4$
Calcit/Dolomit	----						
Plagioklas	----				---		
Biotit			—				
Hellglimmer					----		
Amphibole			—				
Staurolith					----		
Chloritoid	----						
Disthen			—				
Epidot-Gruppe			—				
Granat			—				
Metamorphose- Höhepunkt			XXXXXXXXXX				