Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae

Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft

Band: 76 (1983)

Heft: 3

Artikel: Zur Stratigraphie und Tektonik am Nordostrand der Engadiner Dolomiten am Schlingipass (Gemeinden Sent, Graubünden und Mals, Südtirol)

Autor: Stutz, Edgar / Walter, Ulrike

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-165376

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: 12.12.2025

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

Eclogae geol. Helv.	Vol. 76/3	Seiten 523–550	15 Textfiguren	Basel, November 1983

Zu Stratigraphie und Tektonik am Nordostrand der Engadiner Dolomiten am Schlinigpass (Gemeinden Sent, Graubünden und Mals, Südtirol)

Von EDGAR STUTZ[1]) und ULRIKE WALTER[2])

ZUSAMMENFASSUNG

Zwischen Fuorn-Sandsteinen und S-charl-Kalken kommt in den Engadiner Dolomiten (S-charl-Quattervals-Decke und Ortler-Zone, Oberostalpin) einzig in der Gegend des Schlinigpasses eine karbonatisch-siliklastische Übergangsformation von anisischem Alter, ähnlich wie in der Silvretta-Trias Mittelbündens, vor: Sie wird als Follerkopf-Formation definiert. Im Jura wird neben der Abfolge Lischana-Breccie-Allgäu-Formation-Radiolarit-Aptychenkalk eine stark reduzierte, kondensierte Seamount-Fazies nachgewiesen.

Neue Kartierungen und strukturgeologische Beobachtungen ergeben folgende Resultate zu den relativen Altern und der Art der orogenen Ereignisse:

Zuerst wird der grossräumige Kuppel- und Muldenbau der Sesvenna-S-charl-Teildecke angelegt. Später wird die Ötztal-Decke in Richtung WNW überschoben, wobei sich die Dislokation auch in Schuppenbau und Auswalzung der Sedimente im Liegenden äussert. Gefolgt wird die Überschiebung durch Nord-Süd-Kompression und Bruchtektonik.

Aus vergleichenden lithostratigraphischen Überlegungen heraus wird der Jaggl (Endkopf; Obervinschgau) als Fenster der S-charl-Einheit unter der Ötztal-Decke interpretiert (HESS 1953, 1962).

RÉSUMÉ

Dans les Dolomites de la Basse-Engadine (nappe de S-charl-Quattervals et zone de l'Ortler, Austroalpin supérieur), c'est uniquement près du Schlinigpass qu'une formation carbonatée-siliclastique d'âge anisien apparaît entre les Grès du Fuorn et les Calcaires de S-charl (comme dans le Trias de la Silvretta des Grisons centrals): nous la définissons comme la Formation du Follerkopf. Dans le Jurassique, outre la série Brèche de Lischana-Formation d'Allgäu-Radiolarite-Calcaire à aptychus, nous montrons l'existence d'un faciès de «seamount» fortement réduit et condensé.

Une nouvelle cartographie et des observations structurales permettent de préciser l'âge relatif et la nature des événements orogéniques:

Tout d'abord se sont formées les grandes structures profondes en antiformes et synformes de la nappe de Sesvenna-S-charl. Puis la nappe de l'Ötztal a chevauché vers l'WNW; cette dislocation s'exprime aussi dans l'écaillage et l'amincissement des sédiments sous-jacents. Le chevauchement est suivi par une compression nord-sud et une tectonique cassante.

Par des comparaisons lithostratigraphiques, nous interprétons le Jaggl (Endkopf; val Venosta supérieur) comme une fenêtre de l'unité de S-charl sous la nappe de l'Ötztal (HESS 1953, 1962).

[1]) Institut de Géologie, Palais de Rumine, CH-1005 Lausanne.

[2]) Geologisches Institut, ETH-Zentrum, CH-8092 Zürich.

1. Einleitung

In den Sommern 1980 und 1981 entstanden auf Initiative von PD Dr. Stefan Schmid und unter seiner und Prof. R. Trümpys Leitung am Schlinigpass und nördlich davon (Fig. 2) zwei Diplomarbeiten, deren Resultate hier zusammengefasst werden.

Der Schlinigpass ist ein 2300 m hoher Übergang zwischen Sent im Unterengadin und Mals (Malles Venosta) am Knie des Obervinschgaus (Südtirol/Alto Adige, Italien).

Der Geologe befindet sich hier in der Nordostecke des Dreiecks der Engadiner Dolomiten, welche an ihrem Ostrand von der grossen Ötztal-Decke überschoben werden (Fig. 1).

Die Untersuchungen dienten zweierlei Zielen: Erstens konnte die Stratigraphie der Trias und des Jura der oberostalpinen S-charl-Teildecke hier ergänzt, vervollständigt und zum Teil überhaupt erstmals detailliert beschrieben werden (vgl. auch

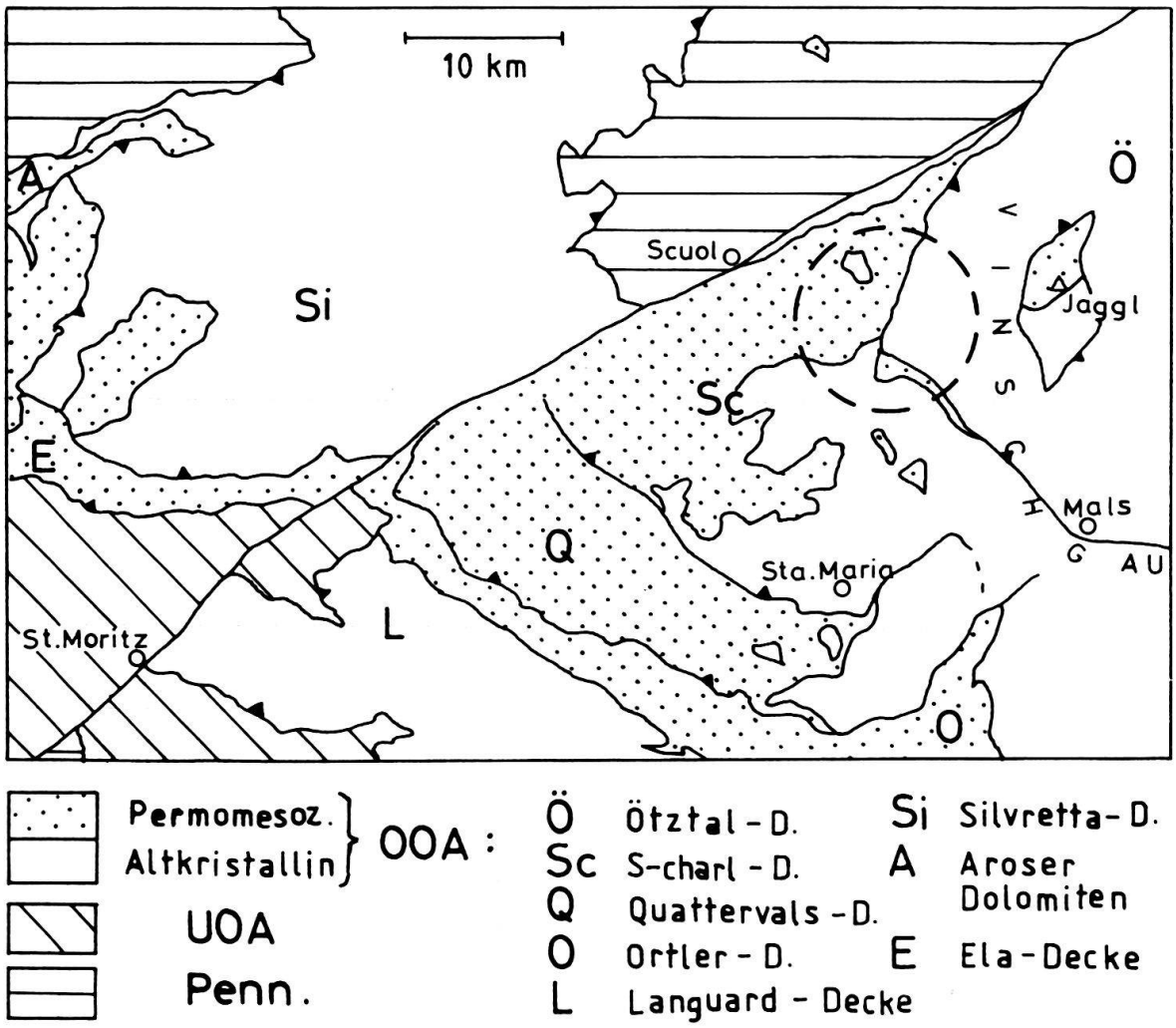

Fig. 1. Tektonische Orientierungsskizze. OOA = Oberostalpin, UOA = Unterostalpin, Penn. = Penninikum.

DÖSSEGGER et al. 1982); zweitens ergaben sich neue Beobachtungen und Ideen zur komplizierten Geschichte der Sesvenna-S-charl-Einheit im Bereich der Überschiebung durch das Ötztal-Kristallin.

2. Ötztal-Kristallin

Das Kristallin der Ötztal-Decke längs ihres Westrandes zwischen Piz S-chalambert im Norden und dem Rasassergrat im Süden ist hochmetamorph, mehrphasig deformiert und enthält neben Paragneisen und Amphiboliten prävariskischen Ursprungs auch Metaplutonite sowie undeformierte vulkanische Gänge (HAMMER 1908; WENK in CADISCH et al. 1968).

Die schwache, knapp die Grünschiefer-Fazies erreichende alpine Metamorphose zersetzt auch in den Gängen Pyroxene, Amphibole und Plagioklase. Die Biotitalter der Gneise sind hier im Westteil der Ötztal-Decke rein variskisch (THÖNI 1981). Die Überschiebung der Ötztal-Decke auf die Sesvenna-S-charl-Teildecke zwischen Nauders (Österreich) im Norden und Eyrs (Südtirol, Italien) im Südosten heisst *Schlinig-Überschiebung*, ihr Ausbiss Schlinig-Linie.

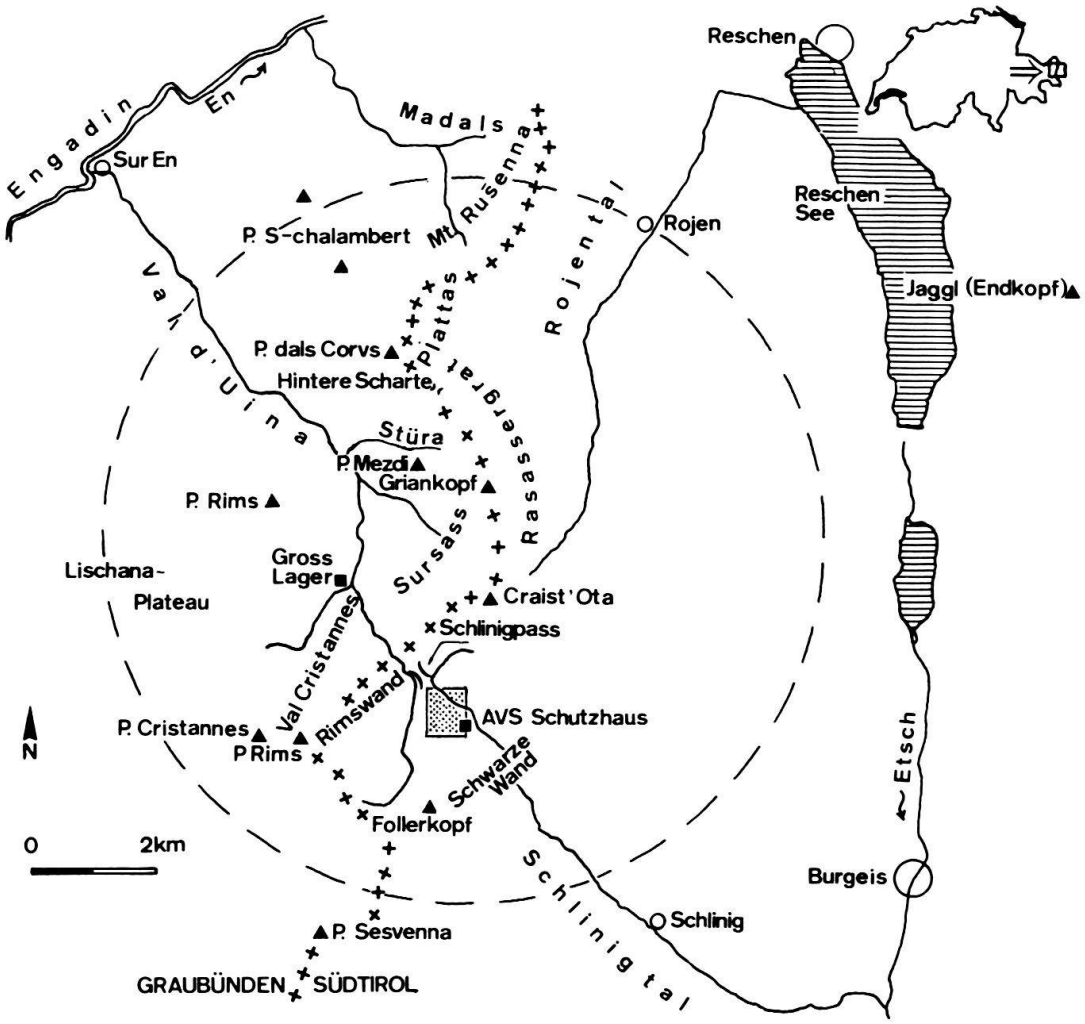

Fig. 2. Geographische Übersicht mit verwendeten Lokalnamen (punktierte Fläche entspricht Fig. 12).

3. Die Sesvenna–S-charl-Teildecke: Stratigraphie

3.1 *Sesvenna-Kristallin*

Das variskisch geprägte Grundgebirge besteht ganz überwiegend aus einem Muskovit-Alkalifeldspat-Granitgneis mit oder ohne Biotit und mit häufigen, grossen Kalifeldspat-Augen; unterhalb Schlinig (Slingia) an der Strasse nach Burgeis steht ein kataklastisch beanspruchter Hornblende-Biotit-Tonalit-Gneis an. Die steile Schieferung des Granitgneises streicht sehr regelmässig Ost–West.

3.2 *Fuorn-Formation* («Buntsandstein»; Skythian)

Mit Winkeldiskordanz transgrediert in der Schwarzen Wand (Croda Nera; oberstes Schlinigtal) direkt die marine Serie der Fuorn-Formation über den Grundgebirgsgneis; die kontinentalen Ruina- und Chazforà-Formationen fehlen primär (vgl. auch DÖSSEGGER 1974; DÖSSEGGER et al. 1982).

Es folgt eine 63 m mächtige Serie von grünen Sandsteinen mit häufigen, etliche Zentimeter grossen Linsen von gelbem, sandigem Dolomit; durchziehende Bänke von sandigem Dolomit sind sehr selten. In den liegenden zwei Dritteln sind 30–70 cm mächtige, schräggeschichtete Sandsteinbänke häufig; sie zeigen Schüttungsrichtungen aus Westen bis NNW an. Gegen das Hangende dominieren feingeschichtete, dunkelgrüne Feinsandsteine auf Kosten der massigeren Sand- bis Grobsandsteine.

3.3 *Follerkopf-Formation* (Anisian)

Zwischen Fuorn- und S-charl-Formation schaltet sich nur hier am Ostrand der Engadiner Dolomiten eine eigenständige, neu definierte Formation ein (DÖSSEGGER et al. 1982).

Sie erhält hier nach dem Follerkopf, Pt. 2878, im PQ 828/179 der Landeskarte 1:25000, Blatt 1219 S-charl, auf Malser Gemeindegebiet diesen Namen. An seinem Fuss, in der Schwarzen Wand, ist die ganze Schichtreihe vom Kristallin bis in die S-charl-Formation vollständig aufgeschlossen.

Die Formation kann in zwei deutliche Members aufgeteilt werden: 1. Eisendolomit (SPITZ & DYHRENFURTH 1914), 2. Trochitendolomit.

3.3.1 *Eisendolomit-Member*

Dieses 58 m mächtige Schichtglied enthält variabel ausgebildete Wechsellagerungen von gelben, sandigen Dolomiten, von gelblichgrauen Dolomit- und blaugrauen Kalkserien, die nur in Lagen Quarzdetritus führen, und von reinen, hellgrauen, wohlgebankten Dolomiten.

Die Untergrenze der Formation wird mit dem sprunghaften Wechsel zu karbonatreichen ($\geqslant 20\%$) Sandsteinen und Dolomiten gezogen, die nun auch nicht mehr grün, sondern gelbbraun bis grau anwittern. Einige Male ist eine rasche, progressive Zunahme des Detritus zu beobachten; reine Dolomite gehen nach oben in immer stärker sandige Dolomite über, die mit einer dünnen, grünen, karbonatfreien

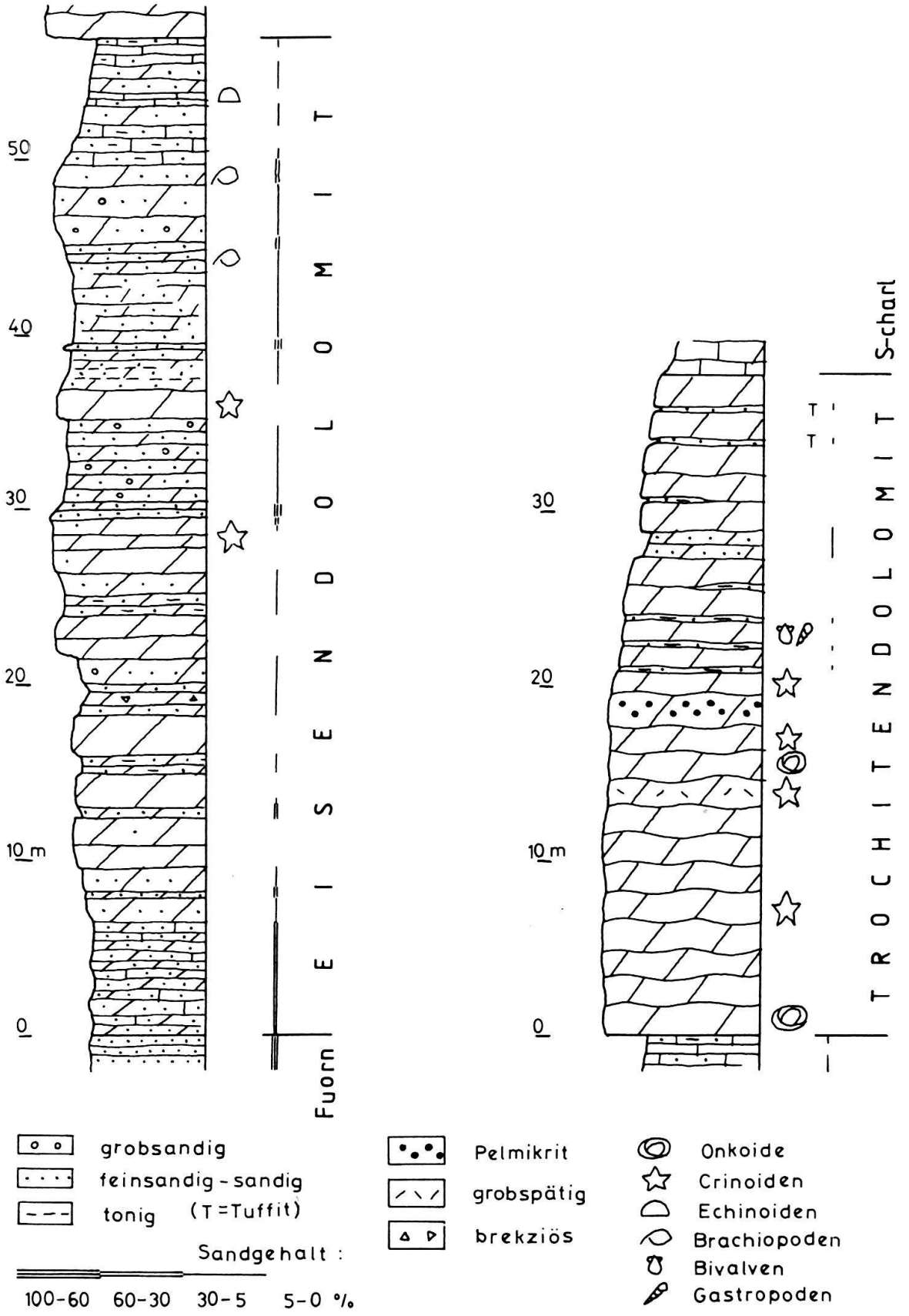

Fig. 3. Typusprofile des Eisendolomits und des Trochitendolomits (Follerkopf-Formation).

Quarzsandsteinbank abgeschlossen werden. Bis ins Dach des Members ist der Detritus öfters sehr grob mit bis zu 6 mm grossen Sandkörnern.

Bei Meter 37 ist eine reiche, unbestimmbare Kleincrinoiden-Fauna erhalten (1–4 mm grosse Stielglieder); *Dadocrinus gracilis* (BUCH)?. Massenhafte verkieselte Brachiopoden der Art *Tetractinella trigonella* (SCHLOTHEIM) sind in leicht sandigem Dolomit bei Meter 45 des Profils der Schwarzen Wand erhalten.

Im Dach treten erstmals teils sandige Kalkbänke von der Art der sonst erst über dem Trochitendolomit einsetzenden S-charl-Kalke auf.

Lage des Typusprofils: Schwarze Wand (Schlinigtal; LK 1219: Croda Nera), 829.560/179.840, 2080–2120 m (Fig. 3).

3.3.2 *Trochitendolomit-Member*

Dieses hier 38 m mächtige Schichtglied ist eine markante stratigraphische Einheit und in seinem Fossilinhalt sehr interessant: Es handelt sich um eine wellig dezimetergebankte Serie von onkopel- bis pelbiomikritischen Dolomiten, die erst ab dem dritten (Rimswand) bzw. dem letzten Viertel (Schwarze Wand) noch einmal einen schwachen siliklastischen Einfluss anzeigen. Dieser zeigt sich in Form von dünnen Feinsandsteinlagen zwischen den Dolomitbänken wie auch in deren Innerem. Nach oben schwächt sich dieser endgültig zu blossen Tonhäuten auf den Schichtflächen (auch der untersten S-charl-Kalke) ab.

Die Untergrenze wird mit den scharf und typisch einsetzenden, ausgezeichnet dezimetergebankten, bläulichgrauen Dolomiten gezogen. Vor allem in der unteren Hälfte bis zu einem markanten, zentralen Pelmikrit-Niveau sind grosse Mengen von bis zu einigen Zentimeter langen Crinoiden-Stielteilen und zentimetergrossen Stielgliedern (Trochiten) durch die natürliche Anwitterung sehr schön erhalten. Eine Bestimmung anhand der Facettierung der Endflächen und der Höhen-Breiten-Verhältnisse der Trochiten vor allem nach KRISTAN-TOLLMANN & TOLLMANN (1967) ergab folgende Ergebnisse:

1. Es kommen vor allem die Art *«Entrochus» silesiacus* BEYRICH und weniger häufig *Encrinus liliiformis* (LAM.) vor, die erste Art dabei schon mindestens ab Meter 8 des Profils in der Rimswand (Fig. 4).
2. Eine Datierung ist nach obiger Publikation möglich: Sie ergibt ein postuliertes Alter des Trochitendolomits vom Grenzbereich mittleres/jüngeres Anisian bis ins jüngere Anisian.

Die Obergrenze der Formation wird unter der ersten, metermächtigen S-charl-Kalkbank gezogen (DÖSSEGGER et al. 1982).

Lage des Typusprofils: Rimswand (LK 1219: Croda di Rims), 827.350/180.900, 2540–2570 m (Fig. 3).

3.4 *S-charl-Formation* (jüngeres Anisian?–Ladinian)

Die bei Gross Lager nördlich des Schlinigpasses 88 m mächtige S-charl-Formation besteht aus einer Wechsellagerung von fossilarmen, blaugrauen Kalken und Kalkschiefern (Schwarze Wand: gelblichweiss) mit sterilen, weisslichen Dolomiten.

Die Kalke dominieren; in der Schwarzen Wand besteht die Formation fast nur aus Kalken.

Etwa 10 m unter dem Dach der Formation kommt lokal ein Niveau mit Paläokarst und brecciösen Spaltenfüllungen vor. Die Breccie enthält keine Komponenten, die jünger sind als die S-charl-Formation.

3.5 *Vallatscha-Formation* (Ladinian)

Diese Formation ist westlich Gross Lager etwa 200 m mächtig; die Abgrenzung zu den im Hangenden folgenden, weisslichen, gutgebankten Parai-Alba-Dolomiten der Raibler Formation ist jedoch ziemlich arbiträr.

In den liegenden 75 m (Analoga zur Turettas-Formation von DÖSSEGGER et al. 1982) überwiegen licht- bis dunkelgraue Dolomite, die zwischen einigen Zentime-

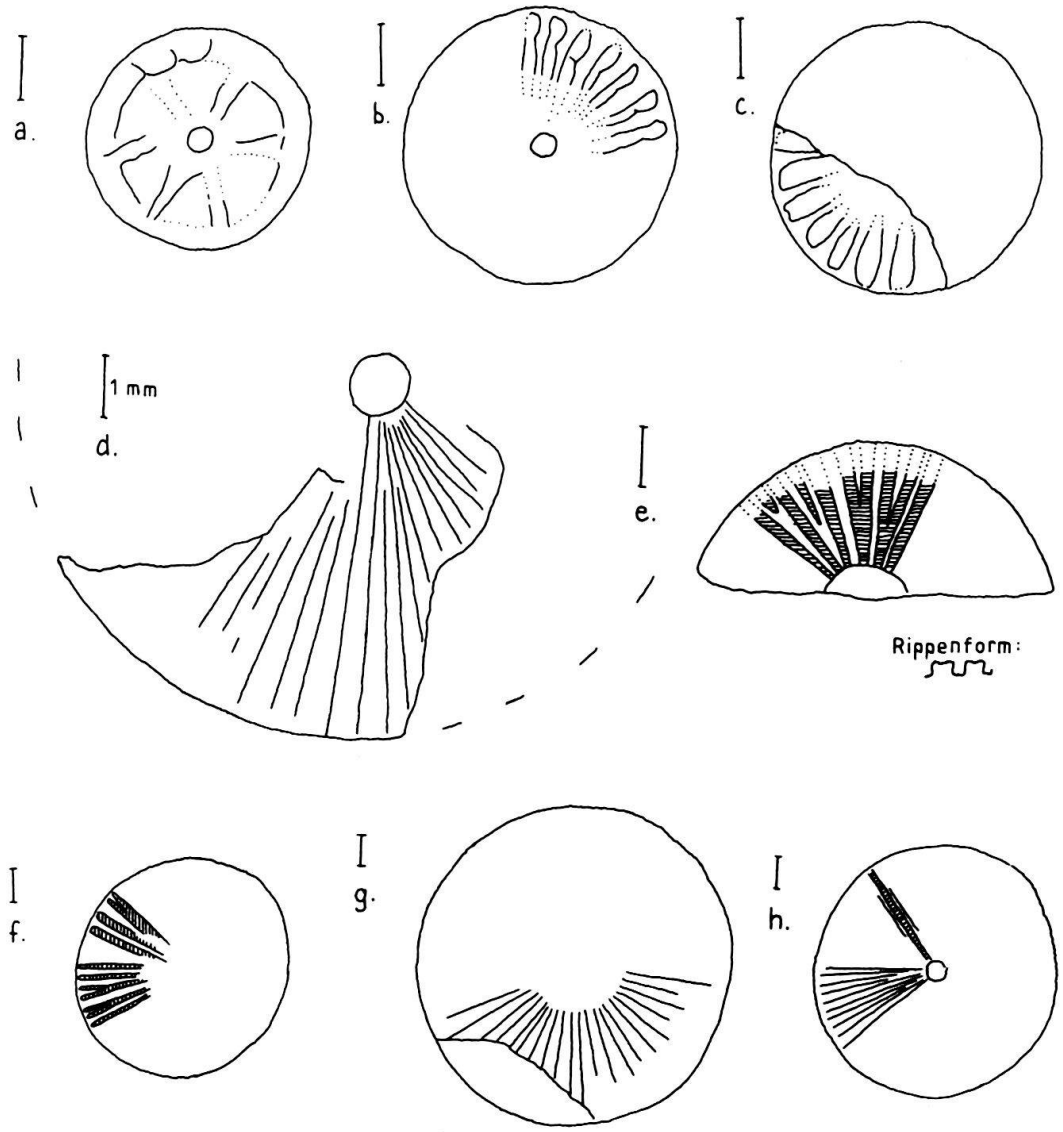

Fig. 4. Endflächen von Crinoiden-Stielgliedern aus dem Trochitendolomit am Schlinigpass.
a–c: *Encrinus liliiformis* (LAM.); d–h: *Entrochus silesiacus* BEYRICH.

tern und wenigen Dezimetern gebankt sind und ebene Algenmatten, Doma-Stromatolithen, häufige kleine Gastropoden und Bivalven und dicke bioturbierte Lagen enthalten.

Zwischen Meter 50 und 75 kommen etliche rostigbraun anwitternde, schiefrige Tuffitlagen bis maximal 4 cm Mächtigkeit vor. Sie bestehen aus wenigen feingeschichteten, normal gradierten Lagen. Teilweise angelöste Splitter oder idiomorphe Kristalle von vor allem Sanidin sowie sehr wenig Quarz in Grössen bis maximal 0,45 mm sind in einer erzreichen, feinen, chloritisch-serizitischen Matrix eingebettet (Fig. 5). Ablagerungen submariner Rutschungen sind in diese Abfolge eingeschaltet.

Über den Tuffitlagen erscheint die Formation als Abfolge unregelmässig, mittel- bis grobgebankter, hell- bis mausgrauer Dolomite. Dasycladaceen (*Diplopora annulata* SCHAFHÄUTL?) treten schon in der liegenden Hälfte auf; sie werden gegen oben immer häufiger.

3.6 *Raibler Formation* (jüngeres Ladinian?–Carnian)

Von dieser Formation an sind stratigraphische Sequenzen in diesem Gebiet wegen tektonischer Reduktionen nur noch sehr lückenhaft anzutreffen.

Bemerkenswert ist immerhin ein grüner, chloritisch-serizitischer, vulkanischer Gang mit sehr wenigen, rundlichen, bis 0,5 mm grossen Quarz-Einsprenglingen,

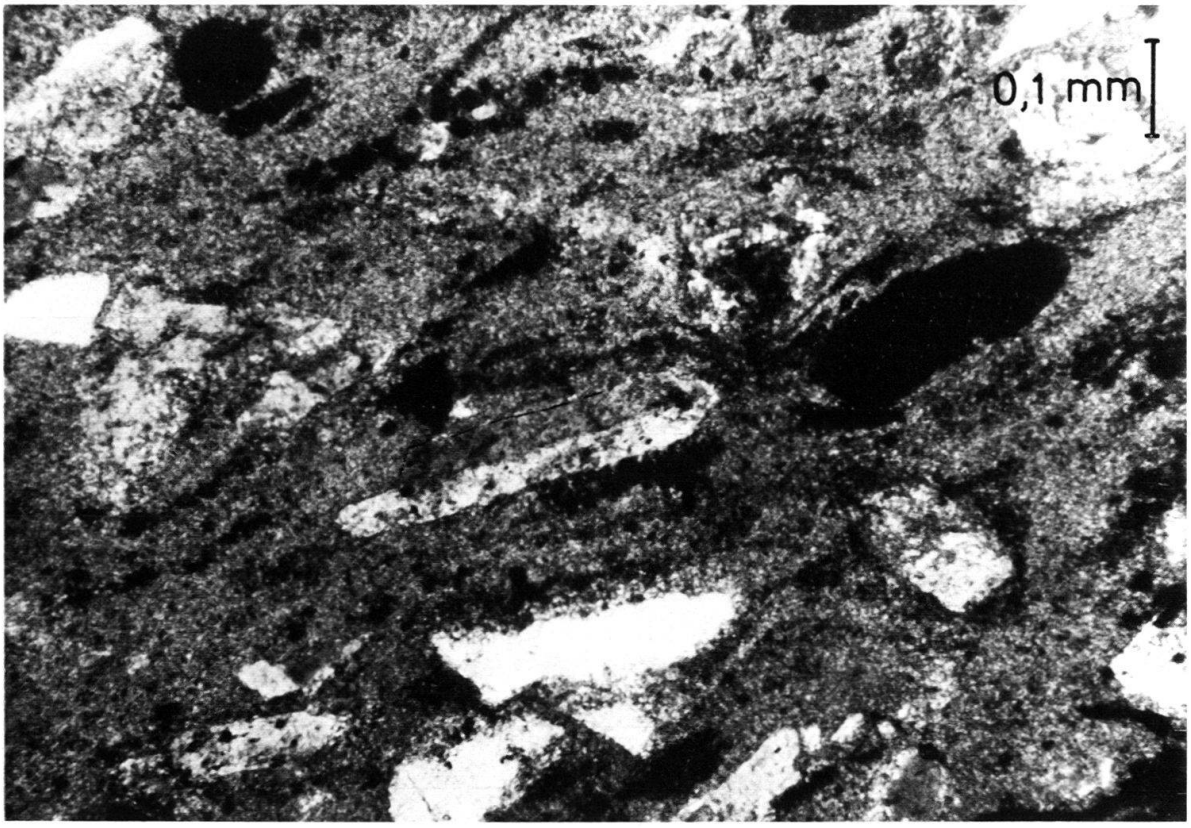

Fig. 5. Dünnschliff eines Tuffits aus der Vallatscha-Formation (Gross Lager, Schlinigpass) mit idiomorphem Sanidin-Karlsbaderzwilling.

zum Teil mit Resorptionsbuchten, in weisslichen Dolomiten des Follerkopfgipfels (SPITZ & DYHRENFURTH 1914).

Etwas ausführlicher soll auf die *Raibler Breccie* eingegangen werden, da sie als ein hier lokal ausserordentlich ausgebildetes Schichtglied stratigraphisch ins Dach der Raibler Formation und an die Basis des Hauptdolomits gestellt wird.

Es wurden zwei Typen dieser sedimentären Breccie unterschieden:

A-Typ: monomikt aus hellen Parai-Alba-Komponenten (Raibler Dolomit; DÖSSEGGER et al. 1982);

B-Typ: oligomikt aus vor allem S-charl-Kalk- und Parai-Alba- sowie grauen, grobspätigen Dolomitkomponenten, wie sie in der Raibler und der Hauptdolomit-Formation vorkommen.

Die Raibler Breccie ist immer schlecht sortiert und enthält unterschiedliche, 5–85% umfassende Anteile einer meist gelblichen oder gelben, erzreichen Matrix aus zum Teil leicht kalkigem, ankeritischem Dolomit. Die Komponenten sind sehr unterschiedlich gross, bevorzugt um 2 cm, und meist kaum gerundet.

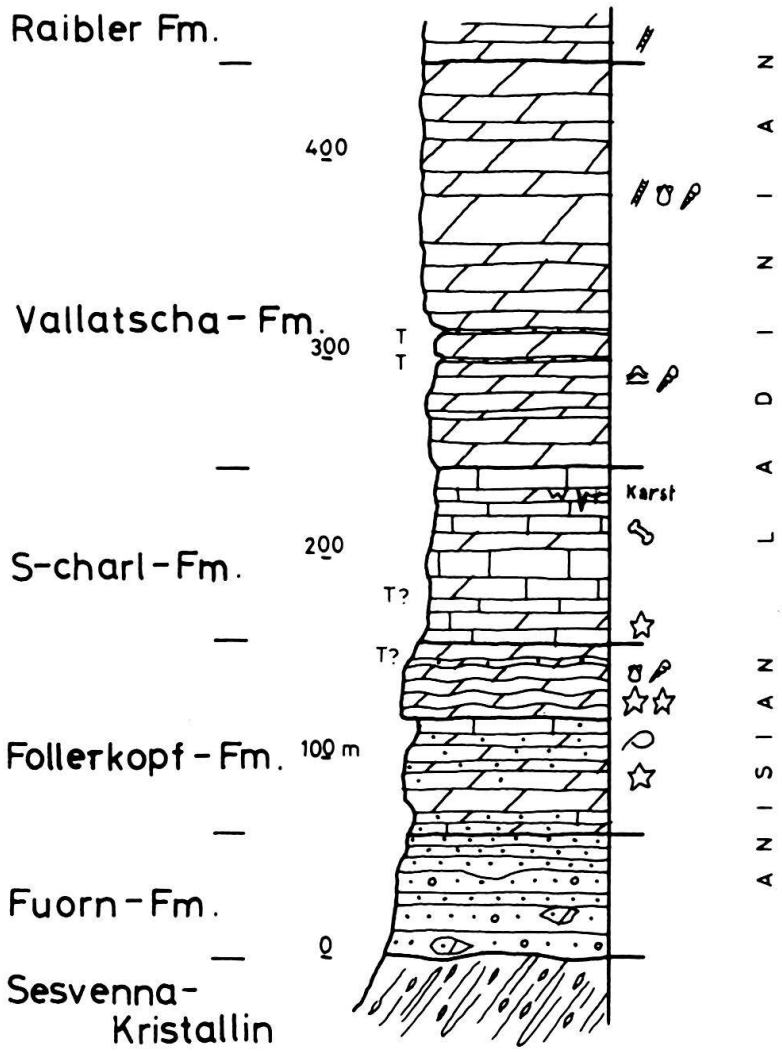

Fig. 6. Stratigraphisches Sammelprofil der Unter- und Mitteltrias am Schlinigpass (Legende siehe Fig. 3).

3.7 *Hauptdolomit-Formation* (Norian)

Die Untergrenze des Hauptdolomits ist im Gebiet des Schlinigpasses stets tektonisch (Ausnahme: kleines Vorkommen von Raibler Breccie ob Gross Lager). Der obere Teil der Formation wurde vor der Ablagerung der jurassischen Sedimente erodiert. Dennoch sind am Piz S-chalambert 700 m Hauptdolomit erhalten geblieben. Der unterste Teil der Formation ist eher fein gebankt (Dezimeterbänke) und einheitlich dunkelgrau gefärbt, geht jedoch bald über in dicker gebankte Dolomite mit der üblichen Farbbankung im Meterbereich, welche sich bis ins Dach der Formation fortsetzen.

Kalkige Anteile der Hauptdolomit-Gruppe (DÖSSEGGER et al. 1982) kommen nicht vor.

Die *Kössen-Formation* fehlt wahrscheinlich erosiv (FURRER 1981). Am Lischana wurden in Breccien Komponenten der Kössen-Formation gefunden (MADER 1983).

Sedimente des Jura: Die reduzierte Abfolge

Über dem aufgearbeiteten, obersten Hauptdolomit folgen örtlich stark unterschiedliche, jurassische Sedimentgesteine (Fig. 7); denn die normale ostalpine Abfolge Allgäu-Formation-Radiolarit-Aptychenkalk ist in diesem Gebiet stellenweise ersetzt durch die Lischana-Schichten. Örtlich fehlt auch jegliche Dokumentation der Jurazeit bis hinauf in den mittleren Malm.

3.8 *Lischana-Schichten* (Lias-Malm)

Im ganzen Gebiet Schlinigpass-Lischana folgt mit einer deutlichen Winkeldiskordanz und Aufarbeitungserscheinungen wie Spaltenfüllungen die Lischana-

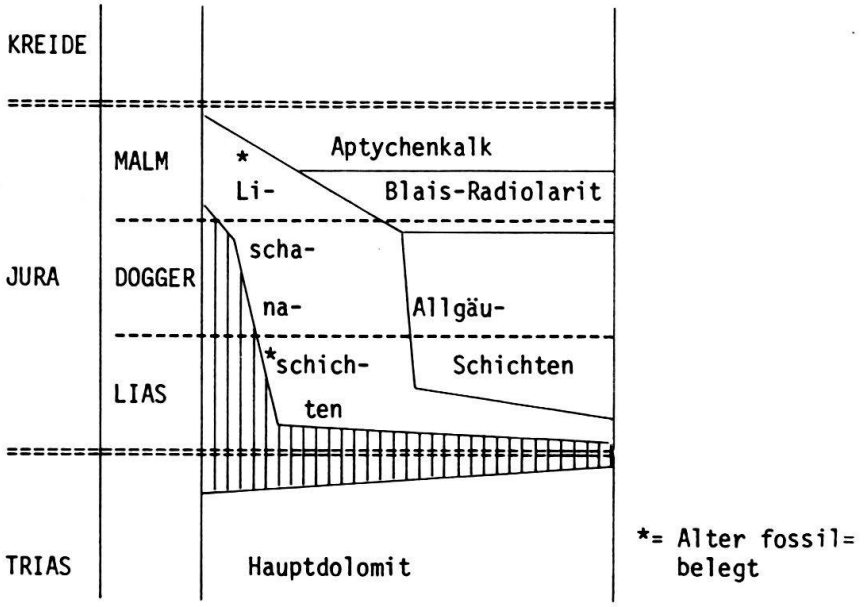

Fig. 7. Schematische, chronostratigraphische Korrelation der jurassischen Ablagerungen zwischen Piz S-chalambert und Follerkopf.

Breccie. Im Gebiet Plattas-Piz dals Corvs ist sie oft nur einige bis max. 20 m mächtig; am Lischana selbst erreicht sie teilweise 200 m Mächtigkeit und mehr (MADER 1983). Zu den Lischana-Schichten zählen aber nicht nur Breccien, sondern auch mit diesen vergesellschaftete Kalke mit Crinoiden- und Aptychenschutt; diese Kalke weisen zum Teil Anzeichen von Mangelsedimentation auf und weichen von der normalen Abfolge des Jura im Oberostalpin Bündens ab.

Im folgenden werden zuerst die Verhältnisse in Plattas (Fig. 15), dann die andernorts ebenfalls vorhandene, «klassische» Abfolge diskutiert. Für weitere wichtige Ergebnisse zu den posttriadischen Ablagerungen verweisen wir auf MADER (1983).

3.8.1 *Detailbeschreibung der Lischana-Schichten bei Plattas*

Vgl. Sammelprofil Figur 8, Lokalität Plattas (Fig. 2), zusammengesetzt aus folgenden drei Teilprofilen:

— mittlerer und oberer Teil: 828.040/186.650,
— mittlerer Teil: 828.000/186.660,
— unterer und mittlerer Teil: 828.450/186.350
der LK 1:25000, Blatt 1199 Scuol.

Lithologie A: In Plattas folgen über dem Hauptdolomit zunächst einige Meter Breccien, die bloss Hauptdolomitkomponenten enthalten. Die Matrix ist spärlich, meist kalkig oder aus rotem, stark eisenvererztem Hornstein. Es finden sich einerseits gutsortierte Breccien mit Komponenten von 2 cm Durchmesser, anderseits treten auch chaotische, unsortierte, bergsturzähnliche Breccien mit Blöcken bis zu 1 m Durchmesser auf. Zumindest die gutsortierte Varietät dieser Basisbreccien findet sich in allen Profilen zwischen dem Hauptdolomit und den darüber liegenden, jurassischen Ablagerungen (Fig. 10).

Lithologie B: Es folgen leicht mergelige Kalke von dunkelziegelroter Farbe. Zunächst bilden sie die reichliche Matrix der obersten basalen Dolomitbreccien. Nach 1-2 m treten die Breccien zurück, die Kalke enthalten nun lagenweise viele grosse Crinoiden-Stielglieder und einzelne, kleine Dolomitkomponenten. Die Mächtigkeit dieser Serie beträgt 1-5 m.

Lithologie C: Der schwache Tongehalt der Kalke geht gegen oben zurück, die Kalke haben nun gelbliche, rötliche, violette oder grünliche Farben. Es treten bis dezimetermächtige, zum Teil gradierte Lagen von Crinoiden-Bruchstücken auf. Auch dünne Lagen von feinen Dolomitbreccien, die oft gutgerundete Komponenten aufweisen, sind eingeschaltet. Manche Bankoberflächen sind übersät mit Bruchstükken von Aptychen oder mit kleinen Belemniten. Überall in den feinen Kalken finden sich einzelne Dolomitkomponenten, die fast alle mit bis zu 1 cm dicken, dunkelroten Hornstein-Eisen-Mangan-Krusten überzogen sind.

Nach einigen roten Hornsteinbänken folgt im Dach die Grenze zum Aptychenkalk (s. Kap. 3.11).

Lithologie D: Diese Lithologie wird seitlich ersetzt von Breccien, die nun bunte oder graue Kalkkomponenten oder zusätzlich auch noch Dolomitkomponenten enthalten. Alle bereits aufgeführten Lithologien der Lischana-Schichten finden sich

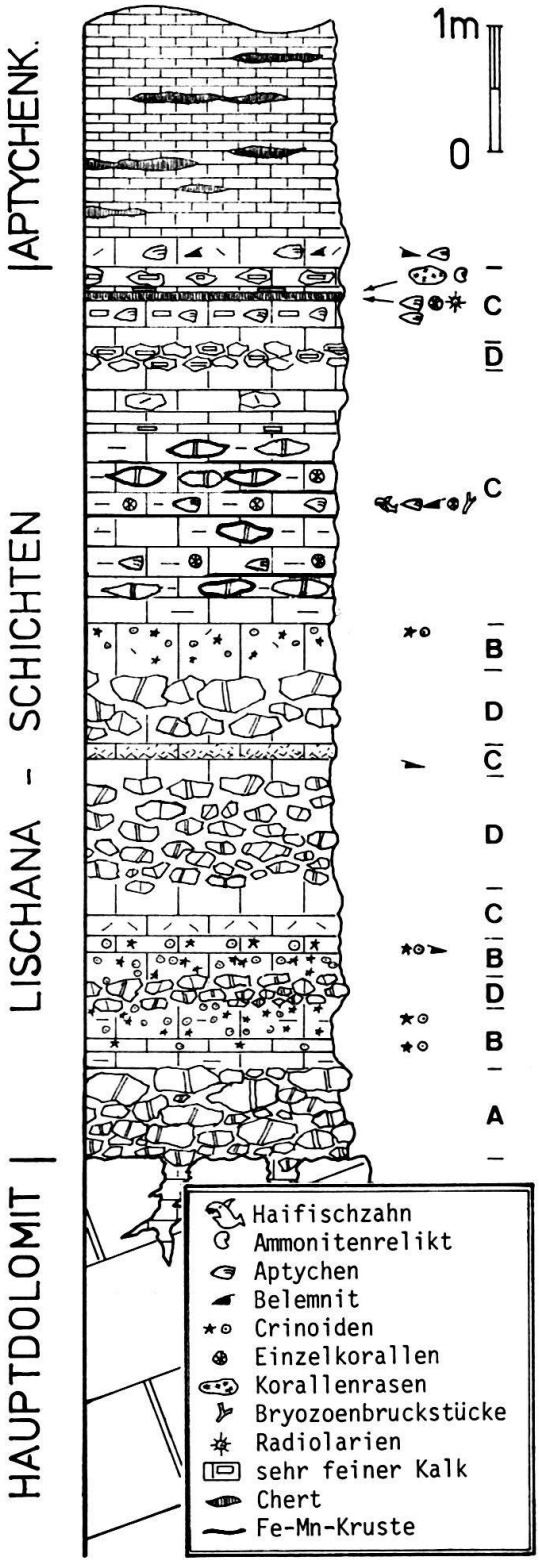

Fig. 8. Zusammengesetztes Profil der Lischana-Schichten in Plattas, leicht schematisiert.

hier als aufgearbeitetes Material wieder. Oft lassen sich mehrphasige Breccien beobachten. Die Kalkkomponenten waren zum Zeitpunkt ihrer Aufarbeitung noch unverfestigt.

3.8.2 *Die Fauna der Lischana-Schichten*

In den ziegelroten, mergeligen Kalken von Plattas (Lithologie B) lässt sich eine spektakuläre Fossilparagenese beobachten:

- Aptychen-Lumachellen: Die Aptychen sind zum grössten Teil nicht zerbrochen. Folgende Arten konnten bestimmt werden (Fig. 9):
  Lamellaptychus beyrichi (OPPEL)
  Lamellaptychus kaumbergense TRAUTH
  Lamellaptychus beyrichi (OPPEL) var. *unducosta* TRAUTH
  Lamellaptychus inflexicosta var. *fractocosta* TRAUTH
- Rhyncholithen
- Haifischzähne (*Sphenodus* sp.)
- Bruchstücke dünnschaliger, pelagischer Muscheln
- kleine Belemniten (z.T. weniger als 5 mm Durchmesser), oft auf einzelne Horizonte konzentriert
- ein einzelnes Fragment eines korrodierten Ammoniten

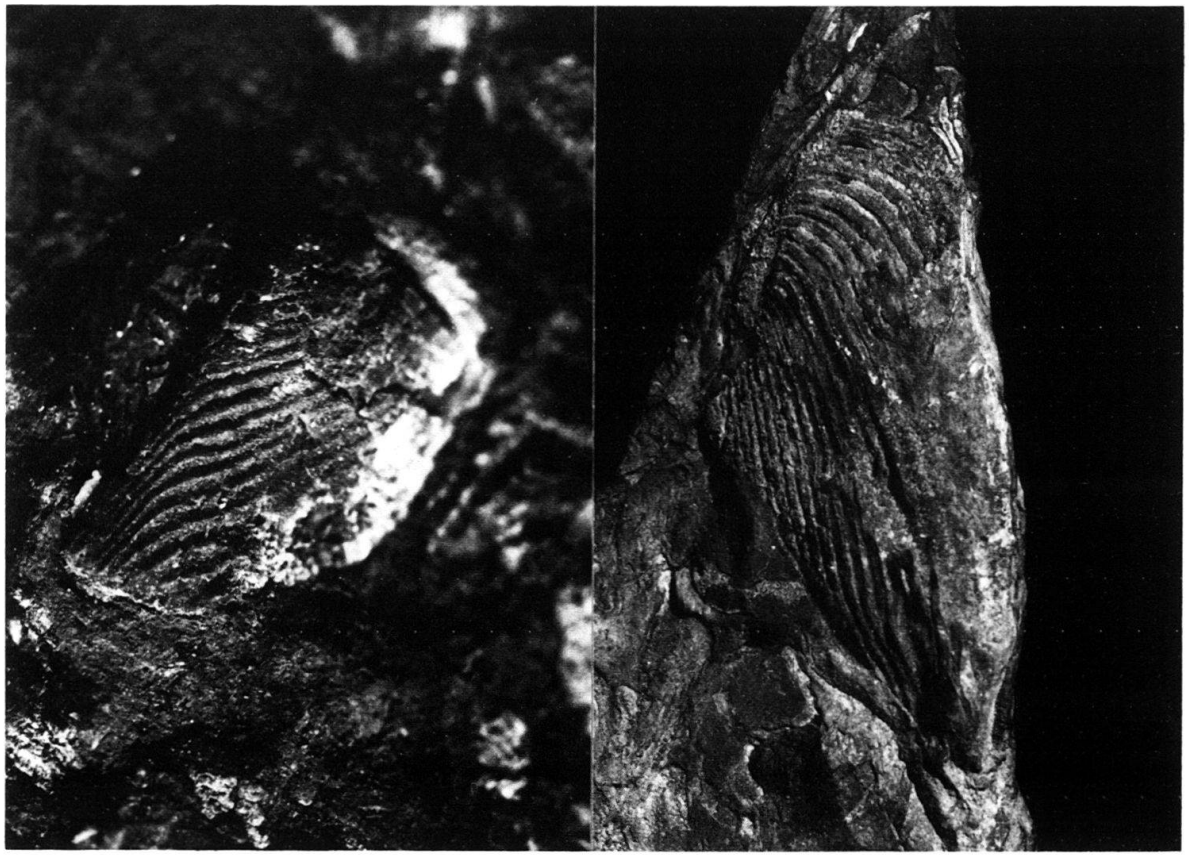

Fig. 9. Malm-Aptychen aus den Lischana-Schichten von Plattas.
Links: *Lamellaptychus beyrichi* (OPPEL) (× 5).
Rechts: *Lamellaptychus kaumbergense* TRAUTH (× 1,7).

— Bryozoen-Bruchstücke
— Einzelkorallen, Typ *Trochocyathus*, meist in Lebensstellung

Auf den ersten (roten) Hornsteinlagen des Aptychenkalkes aufgewachsen:
— Rasen von Einzelkorallen

Unter dem Mikroskop erkennt man an Fossilien zusätzlich:
— Skelettelemente von *Saccocoma* sp.
— In den Erzkrusten der Dolomitkomponenten sind Umrisse sessiler, agglutinierender Foraminiferen (*Tolypammina* sp.) erhalten. Diese sind oft typisch am Aufbau von Eisen-Mangan-Knollen und -Krusten verschiedenster Tiefe zwischen euphotischem Subtidal und mehreren 1000 m beteiligt (WENDT 1969, 1974; JENKYNS 1970).

In den Kalken, vor allem in aptychenreichen Lagen, lassen sich dunkler rote, stark vererzte Bankoberflächen erkennen. Anhand der Aptychen-Bestimmungen lassen sich die roten, mergeligen Kalke der Zeit vom jüngeren Kimmeridgian bis ins jüngere Tithonian (jüngster Malm) zuordnen (GASIOROWSKY 1962; TRAUTH 1930). SCHILLER (1906) fand in den roten Mergelkalken von Plattas Hildoceraten, die Toarcian-Alter belegen. MADER (1983) bestätigt dies am Lischana in Teilen der Lischana-Breccie. Dies bezeugt, dass bereits im Lias Taschen von mergeligen Kalken abgelagert wurden.

3.8.3 *Faziesinterpretation*

Das vollmarine Milieu der roten Mergelkalke von Plattas wird belegt durch die detritusarmen Kalke mit Aptychen, Rhyncholithen, Saccocoma, Belemniten und Korallen. Die Aptychen-Lumachellen in den Kalken lassen eine geringe Sedimentationsrate annehmen, wahrscheinlich bedingt durch Bodenströmungen. Deshalb fehlen Ammoniten und nicht, weil ihre Gehäuse aufgelöst wurden. Stark vererzte Bankoberflächen unter den Aptychenlagen weisen gar auf Omission (Sedimentationsunterbrüche) hin.

Die Ablagerungstiefe dieser Sedimente lässt sich nicht genau eingrenzen. Jedenfalls lag sie über der ACD (Aragonit-Kompensationstiefe), da immer wieder Einzelkorallen gefunden werden. Ammonitengehäuse wurden durch Strömungen wegtransportiert; übrig blieben die spezifisch schwereren Aptychen und sessile Organismen (Einzelkorallen, Foraminiferen). Eisen-Mangan-Krusten mit Tolypammina wurden sowohl aus den euphotischen Hochzonen der Hallstätter Kalke wie auch aus grösserer Tiefe von über 1000 m in rezenten Eisen-Mangan-Knollen beschrieben (s. Kap. 3.8.2). Diese Beobachtungen und die Interpretation der Breccien ergeben das Bild eines dem Kontinent vorgelagerten Seamounts oder einer horstartigen Schwelle, an deren Abhang die Ablagerungen von Plattas entstanden.

Die normalstratigraphische Abfolge des oberostalpinen Jura

An der Lokalität Plattas fehlt also die übliche oberostalpine Abfolge der jurassischen Sedimente: Nur Relikte von Toarcian-Sedimenten und ein kondensierter mittlerer bis jüngerer Malm sind erhalten. Die vollständige, normale Abfolge ist aber im Gebiet des Schlinigpasses dennoch vorhanden (Fig. 10).

3.9 *Allgäu-Formation* (Lias-Dogger)

Stratigraphisch gesicherte Vorkommen dieser Formation finden sich einzig zwischen 0,4 und 1 km südwestlich des AVS-Schutzhauses, wo sich auch 10–50 cm mächtige Lischana-Breccienbänke mit bläulichschwarzen Tonschiefern der basalen Allgäu-Schichten verfingern (Fig. 10). In diesen Aufschlüssen nördlich des Follerkopfes kommen im weiteren auch gelblichgraue Mergelkalke vor. Wir stellen Vorkommen ähnlicher Gesteine in Sursass und im Rojen-Fenster der Ötztal-Decke (Lokalität Rio della Calce, Kote 2000 m, Rojen-Tal) auch zur Allgäu-Formation. In Sursass bilden graue Mergelkalke mit Hornsteinlagen die obersten Anteile der Formation. In den tektonisch so stark reduzierten und durchgekneteten Allgäu-Gesteinen finden sich auch keine Fossilien.

3.10 *Blais-Radiolarit-Formation* (?Callovian–Oxfordian)

Dieser Radiolarit findet sich am Munt Russenna, in der Val Stüra, in den Sursass-Felsen und in einer Verkehrtserie im Lischanagebiet (MADER 1983). In Plattas und in der Normalserie des Lischana fehlt er primär.

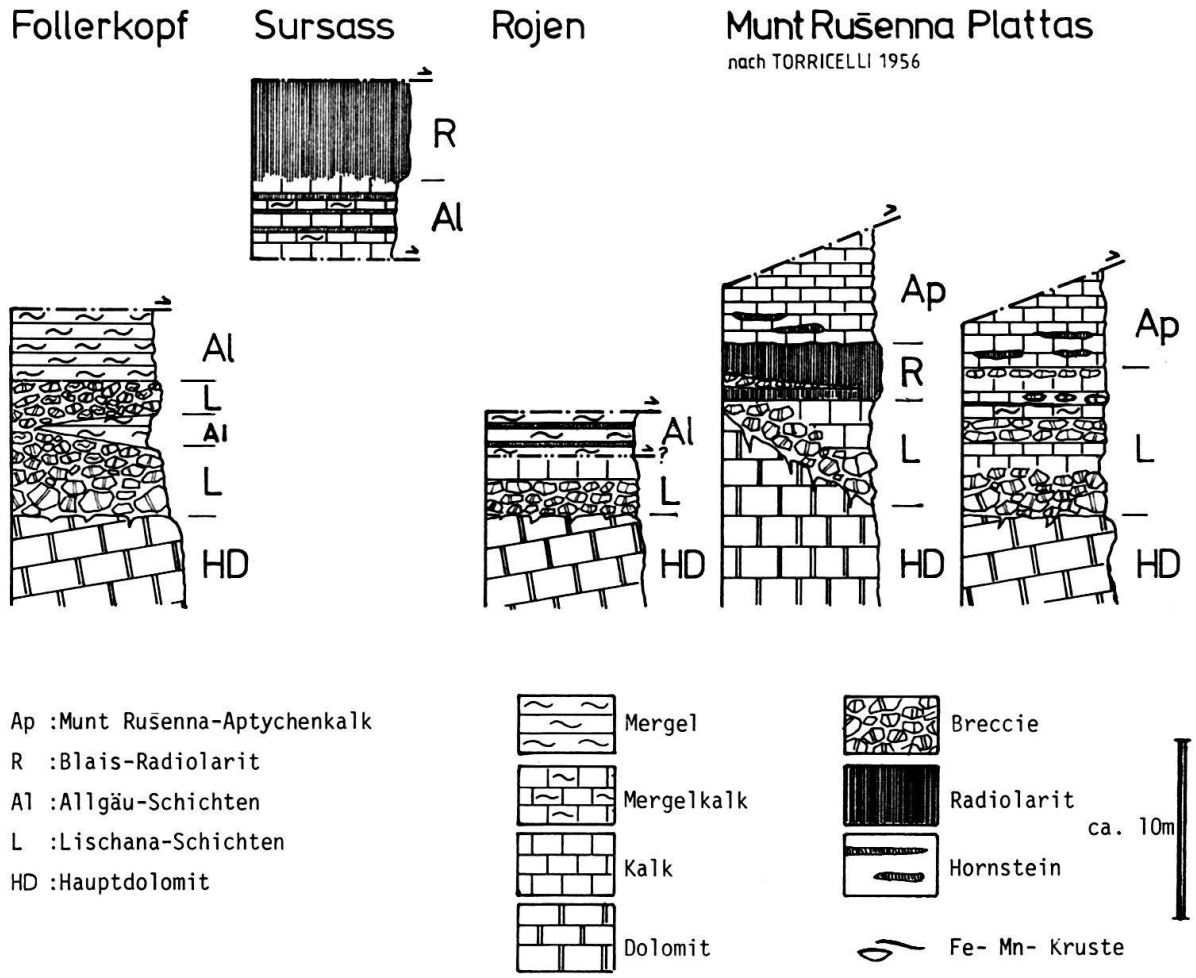

Fig. 10. Die Jura-Ablagerungen im Gebiet des Schlinigpasses: schematisierte Teilprofile.

Der Übergang von den liegenden, kalkig-chertigen Allgäu-Schichten zum Radiolarit ist fliessend innerhalb von 2 m. Das Gestein ist häufig leicht kalkig und tektonisch stark beansprucht, so dass es eine schiefrige Textur aufweist. Die Farbabfolge des Radiolarits ist von unten nach oben (Grün-)Schwarz-Grün-Rot, also gleich wie in den Nördlichen Kalkalpen (HUCKRIEDE 1959). Die Mächtigkeit des Radiolarits beträgt maximal 25 m; er ist meistens tektonisch reduziert. Am Munt Russenna verfingert sich der Blais-Radiolarit mit der Lischana-Breccie.

3.11 *Russenna-Aptychenkalk-Formation* (mittlerer/jüngerer Malm)

Über dem Blais-Radiolarit folgt am Munt Russenna und in der Lischana-Verkehrtserie der Russenna-Aptychenkalk (DÖSSEGGER et al. 1982; MADER 1983). In Plattas (stratigraphisch) und beim AVS-Schutzhaus (tektonisch) liegt er auf Lischana-Breccie. Die ersten Meter Aptychenkalk bestehen in Plattas aus 5 cm dick gebankten, hell- bis gelblichgrauen Kalken mit bis 2 cm dicken Hornsteinlagen oder -fladen. Diese gehen über in zentimeterplattige Kalkschiefer mit feinverteiltem Hornstein. Die Schieferflächen sind gelegentlich mit einem schwarzen Erzanflug bestäubt. In diesen grauen Kalkschiefern finden sich bisweilen Bänke von sehr glatt anwitterndem Kalkmarmor in Pastellfarben wie Hellgrün, Hellrosa oder Creme. In dieser Lithologie finden sich Querschnitte berippter Aptychen.

Der Russenna-Aptychenkalk und die roten Mergelkalke der Lischana-Schichten sind die jüngsten im diskutierten Gebiet erkannten Schichtglieder: Sie erreichen zumindest den jüngsten Malm.

4. Schlüsse und Vergleiche aus der lokalen Stratigraphie

4.1 *Die triadische Sequenz*

Nur am Schlinigpass berührt die Fuorn-Transgression zu Beginn der Trias das blossliegende Grundgebirge und nicht ältere, kontinentale Ablagerungen des «Verrucano» (Chazforà-Formation, DÖSSEGGER et al. 1982).

In der Schichtfolge des Anisian können detaillierte Korrelationen zur Ducan-Landwasser-Trias gezeigt werden: Die Kleincrinoiden-Fauna der Gracilis-Schichten und die Tetractinellen-Fauna des Brachiopoden-Kalkes finden sich hier im Eisendolomit in ähnlicher Stellung. Ebenso verblüfft die Ähnlichkeit der Lithologie, der Stellung und des Fossilinhaltes im Trochitendolomit. Eine Knollenkalk-Fazies ist hier hingegen nicht ausgebildet (CADISCH et al. 1919; TRÜMPY 1980; EICHENBERGER 1981). Die Unterschiede zur Stratigraphie der restlichen Engadiner Dolomiten (DÖSSEGGER et al. 1982) sind somit sehr markant, und die Ähnlichkeit mit der Bedeckung der Silvretta-Decke in Mittelbünden ist vielleicht paläogeographisch von Belang. Die Follerkopf-Formation tritt ausser am Schlinigpass nur noch am Jaggl (Endkopf) östlich des Obervinschgaus auf (Kap. 4.2). Grobsandige Serien des Anisian finden sich ausserdem in der höchsten Decke der westlichen Kalkalpen, am Krabachjoch (HIRSCH 1966).

In den algenreichen, mitteltriadischen Karbonatplattformen sind Paläokarsthorizonte und die gut dokumentierte, vulkanische Aktivität, die ja in vielen Teilen des ost-/südalpinen Raumes vorkommt, von regionalem Interesse.

4.2 *Diskussion der Zusammenhänge zwischen dem Ostrand der Engadiner Dolomiten am Schlinigpass und dem Jaggl (Endkopf, Obervinschgau)*

Wie in Figur 11 dargestellt, lässt sich eine sehr detaillierte Korrelation der Unter- und Mitteltrias des Schlinigpasses mit derjenigen des Jaggl östlich des Reschensees durchführen (RICHTER 1967; siehe auch HESS 1962). Einige Unterschiede seien aber doch erwähnt (Fig. 11):

1. Am Jaggl ist über einem groben Augengneis, sehr ähnlich dem Sesvenna-Granitgneis, eine mächtige Chazforà-Serie («Verrucano») abgelagert worden, welche am Schlinigpass fehlt.

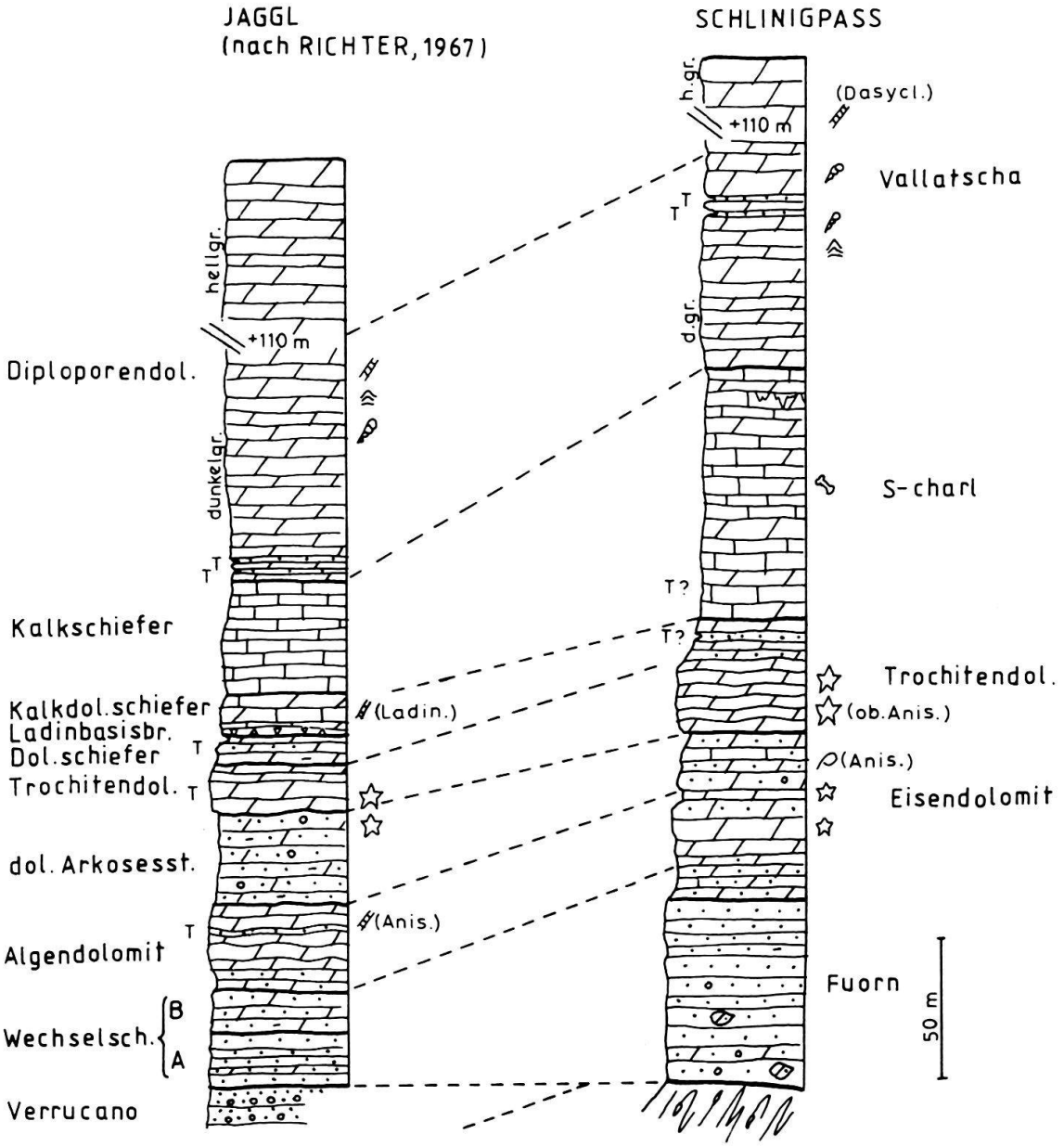

Fig. 11. Korrelation der unter- und mitteltriadischen Formationen des Jaggl (Endkopf) mit den Engadiner Dolomiten am Schlinigpass (Legende siehe Fig. 3).

2. Die dem Eisendolomit analogen Serien sind am Jaggl deutlicher in einen karbonatischen Liegend- («Anisischer Algendolomit») und einen siliklastischen Hangendabschnitt («Dolomitischer Arkosesandstein») zu unterteilen.
3. Eine «Ladin-Basisbreccie» kommt am Schlinigpass nicht vor.
4. Die nördlich des Schlinigpasses häufig Dolomitbänke führende, kalkige S-charl-Formation ist in der Schwarzen Wand (Schlinigtal), wie am Jaggl, fast rein kalkig.
5. Die Tuffitlagen kommen sowohl am Jaggl wie auch am Schlinigpass vor; sie lassen sich aber untereinander nur schlecht korrelieren.

Schlüsse: Die Schichtfolge ist hier in Unter- und Mitteltrias sehr ähnlich derjenigen des Jaggl, dessen Schichtfolge maximal vielleicht noch knapp in die Obertrias reicht. Die Ablagerungsgebiete von Follerkopf-Formation und Jaggl-Anisian könnten etwa so weit voneinander entfernt gewesen sein, wie wir die Serien heute vorfinden (etwa 12 km in NE–SW-Richtung).

Dies unterstützt die Ansicht (Ampferer in Hammer 1911; Hess 1953, 1962; Richter 1967; Thöni 1973), dass der Jaggl ein (tektonisch losgerissenes) Fenster der S-charl-Teildecke unter der Ötztal-Decke darstellt. Denn die Schlinig-Überschiebung müsste schon eine sehr unbedeutende Trennung des S-charl–Sesvenna- und des Ötztal-Blockes darstellen, falls die Sedimente des Jaggl zum Ötztal-Block geschlagen werden. Dies ist nicht zu erwarten, wenn man berücksichtigt, wie weit westlich des heutigen Erosionsrandes der Ötztal-Decke noch Klippen der Überschiebung erhalten sind (Piz d'Immez, Kellerhals 1966; Piz Terza, Val Müstair, und Umbrail–Chavalatsch-Schuppenzone, Schmid 1973).

Im Kapitel 5.4 wird gezeigt, dass allochthone Schuppen unter der Schlinig-Überschiebung ursprünglich ebenso zu einer heute vom Ötztal-Kristallin bedeckten oder abgescherten östlichen Fortsetzung der S-charl–Sesvenna-Teildecke unter der Etschtalung gehört haben müssen.

Nach unserer Ansicht ist also die Ötztal-Decke gegen Westen (bis Nordwesten) (vgl. Kap. 5.1) mindestens 30 km weit überschoben. Dies dokumentiert einen tektonischen Einschnitt von grösserer Bedeutung als nur der einer randlichen Überschiebung innerhalb eines mehr oder weniger einheitlichen Ötztal–Sesvenna-(–Campo-)Blockes.

4.3 *Die jurassische Sequenz*

Im Jura stellten Teile des Gebietes Plattas–Lischana während des Zerbrechens und Absinkens der triadischen Karbonatplattformen bis in den jüngeren Malm hinein eine Hochzone dar, die in sich selbst jedoch ebenfalls ein Relief aufwies. Tektonische Bewegungen während des ganzen Jura sorgten immer wieder für Aufarbeitung der Sedimente und sind Ursache der Verfingerung der pelagischen Sedimente mit der Lischana-Breccie. Auf höher gelegenen oder Strömungen ausgesetzten Flächen lagerten sich Mangelsedimente in Seamount-Fazies ab, während in den Becken die normale oberostalpine Schichtreihe abgelagert wurde.

Das Fehlen eines Grossteils der jurassischen Schichtabfolge lässt sich auch am Südrand der Nördlichen Kalkalpen beobachten (Koch & Stengel-Rutkovski 1959). Auch hier kommt in Schwellenfazies reduzierte Sedimentation vor, oft auch

mit roten Kalken. Ob es sich um ein und dieselbe Schwellenzone handelt oder ob lediglich Konvergenzerscheinungen vorliegen, ist natürlich ganz ungewiss. Und auch hier lassen sich tektonische Bewegungen während des ganzen Jura beobachten. Die jurassischen Beckenablagerungen unseres Gebietes lassen sich schliesslich gut mit denjenigen aus dem benachbarten oberostalpinen Raum vergleichen.

5. Tektonik

5.1 *Strukturgeologische Detailkartierung*

Direkt südlich der Schlinigpasshöhe ist auf einem grösseren Gebiet sehr stark duktil verformter Russenna-Aptychenkalk aufgeschlossen. Da man in den mengenmässig überwiegenden, spröd deformierten Dolomitserien kaum Information zur Verformungsgeschichte erarbeiten kann, versuchten wir dies mittels einer Detailkartierung von Schieferungen, Faltenachsenebenen und Faltenachsen im Maßstab 1:5000 in diesen Kieselkalk-Lithologien zu tun.

Es ergaben sich folgende Aussagen:

1. Es können zwei sich folgende Deformationsereignisse unterschieden werden:
   F1 verfaltet die Serien isoklinal unter gleichzeitiger Ausbildung einer penetrativen Schieferung der Kalkschiefer und einer markanten Streckungslineation parallel zu den Faltenachsen. Zur Streckungslineation parallele Faltenachsen isoklinaler Falten sprechen allgemein für sehr hohe Scherverformungsbeträge,

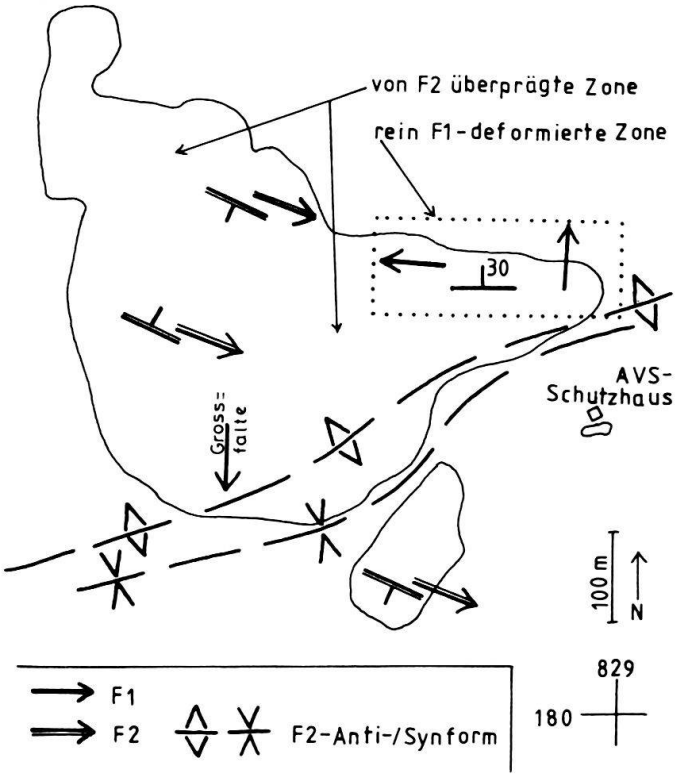

Fig. 12. Schema zur zweiphasigen Verformung der Aptychenkalk-Aufschlüsse zwischen Schlinigpasshöhe und AVS-Schutzhaus.

wie sie andernorts für Mylonitzonen typisch sind (CARMIGNANI et al. 1978; ESCHER & WATTERSON 1974).

F2 staucht die Kalkschiefer in weniger starkem Ausmass und produziert mithin steile Achsenebenen einer weitverbreiteten Kinkfaltung im Zentimeter-Meter-Bereich sowie eine markante Drucklösungsschieferung mit engen Scharen von stylolithischen Flächen.

2. In einer 300 × 100 m grossen Zone in der Ostecke der Aufschlüsse (Fig. 12), wo die Elemente von F 1 durch F 2 unbeeinflusst erhalten geblieben sind, lässt sich das Einrotieren der linearen Elemente (Faltenachsen) von flach nord- in westfallende Richtungen direkt nachweisen: Zwei von F 2 kaum beeinflusste, offene Grossfalten (etliche Meter) mit flach südeinfallenden Faltenachsen im Südwesten der Aufschlüsse unterstützen die Annahme einer primär Nord-Süd streichenden Anlage der Faltenachsen.

   Die W bis NW streichenden Kleinfaltenachsen in der obenerwähnten Zone werden so interpretiert, dass primär quer zur W bis NW weisenden Transportrichtung der Ötztal-Decke angelegte (also eben N bis NNE streichende) Kleinfaltenachsen in Zonen sehr grosser Scherverformung im Liegenden der Ötztal-Decke in die Scherrichtung eingeschwenkt sind. Nord-Süd- bis West-Ost streichende Faltenachsen sind somit durch F 1 angelegt worden; die letzteren sind jedoch vollständig in die Scherrichtung der wenige Meter bis Zehner von Metern darüber gleitenden Ötztal-Decke eingeschwenkt. Diese Beobachtungen beweisen somit einen W bis NNW gerichteten (HAMMER 1908) Deckentransport der Ötztal-Decke während F 1.

3. Im grössten Teil des detailkartierten Gebietes dominiert F 2: Ein N 65° E streichendes Anti/Synform-Paar in der Unterlage der höheren Triasschuppe beim AVS-Schutzhaus ist in F 2 angelegt. Planare F 2-Strukturelemente streichen ziemlich konstant E 25° S und fallen im allgemeinen ziemlich steil gegen Norden oder (häufiger) Süden ein; die meisten F 2-Faltenachsen streichen E 20° S.

   F 2 entspricht somit einer späten Kompression in Nord-Süd-Richtung.

5.2 *Schlinig-Überschiebung*

Im Bereich Schlinigpass-Lischana-Piz S-chalambert ist die Basisfläche des Ötztal-Kristallins ziemlich gut zu rekonstruieren. Es ergeben sich in leichter Modifikation von KELLERHALS (1966) ihre folgenden Charakteristika (Fig. 13):

1. Flach osteinfallende, grossräumige Wellungen der Schlinig-Überschiebungsfläche nördlich des Schlinigpasses (≙ D 2, Kap. 5.5). Ihre Anlage ist primär.
2. Eine allmähliche Verflachung im Raum des Lischana-Plateaus.
3. Späte Bruchversetzungen der Überschiebungsfläche können nicht nachgewiesen werden; ihre Existenz kann aber auch nicht sicher verneint werden.

5.3 *S-charl-Teildecke*

5.3.1 *Sesvenna-Kristallin*

Die im Bereich Schlinigpass-Val d'Uina konstruierte Isohypsenkarte des prätriadischen, kristallinen Grundgebirges liefert uns interessante Informationen (Fig. 13):

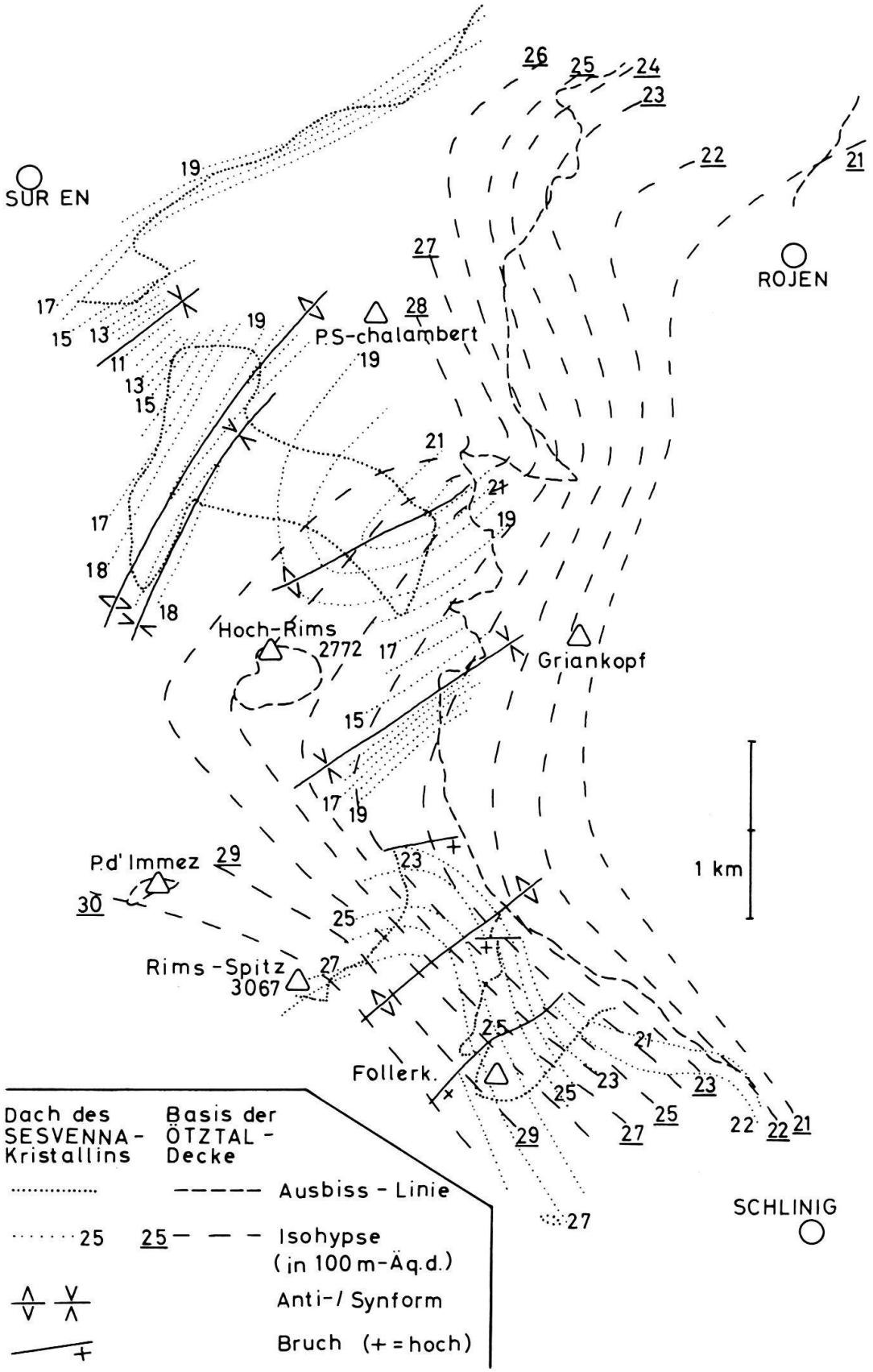

Fig. 13. Isohypsenkarte der Schlinig-Überschiebung und des Dachs des Sesvenna-Kristallins zwischen Piz S-chalambert und Schlinig.

1. Eine grosse, NE-SW streichende Aufwölbung des Kristallins (A II nach EUGSTER 1965) trennt die beiden Sedimentvorkommen «Follerkopf» und «Rims-Cristanas(-Lischana)» im Bereich der Schlinigpasshöhe voneinander ab. Die Schlinig-Überschiebung kappt diese Kristallinaufwölbung (Fig. 15).
2. Eine Reihe ihr folgender Mulden und Aufwölbungen in der Val d'Uina streicht ebenfalls etwa NE-SW.
3. Nördlich und südlich des Schlinigpasses versetzen mindestens vier Verwerfungen auch das Kristallin.
4. Die Basis der Ötztal-Decke (Schlinig-Überschiebung) und das Dach des Sesvenna-Kristallins zeigen keinerlei Korrelation.

5.3.2 *Sedimentanteile der S-charl-Teildecke*

Die Tektonik der mit dem Sesvenna-Kristallin verbundenen, vor allem unter- und mitteltriadischen Serien unterscheidet sich südöstlich und nördlich der Kristallinaufwölbung (Kap. 5.3.1., Punkt 1) sehr wesentlich.

a) Follerkopf (SE): Nur in der Schwarzen Wand im Abschluss des Schlinigtals ist eine bis ins Dach der S-charl-Formation vollständige Abfolge lokal erhalten; sonst sind die Serien unter dem Hauptdolomit ganz extrem (0–10 m) ausgedünnt. Gegen die Aufwölbung zu dünnt die parautochthone Sedimentbedeckung dann vollständig aus.

b) Rims-Cristanas (N): Die Formationen vervollständigen sich im Nordwesten der Aufwölbungsachse und streichen dabei markant N 50 °E, also parallel zu dieser. Gleitungen am Kontakt zum Kristallin sind häufig und wichtig; dadurch verfalten sich diese Sedimentgesteine autonom vom Kristallin. Der äusserst rigide Trochitendolomit boudiniert als Ganzes im Hektometerbereich: dies dokumentiert im grossen die Intensität der Auswalzung unter der Schlinig-Überschiebung.

1 km westlich von Pt. 2157, Gross Lager, sitzen die jüngeren Formationen (Hauptdolomit und Jura) scheinbar konkordant, aber mit einer sehr stark reduzierten Raibler Formation auf den älteren. Dieses Verhältnis trifft man auch in der Westwand des Piz S-chalambert (Uina-Aufwölbung) wieder an.

Nahe der Aufwölbungsachse (Rimswand) sitzt eine höhere Schuppe (vgl. Kap. 5.4) direkt auf den mitteltriadischen Formationen (Fig. 14, B).

Zur «Stockwerktektonik»: SPITZ & DYHRENFURTH (1914) haben dort, wo sich der Hauptdolomit und die jüngeren Formationen als tektonisch selbständiges Stockwerk verhielten, dieses «Oberbau», und die Serien, über denen er sich bewegte, «Unterbau» genannt. Sie sind in diesem Fall durch eine tektonische Diskordanz getrennt. Diese Stockwerktektonik ist in den Engadiner Dolomiten im allgemeinen das dominierende orogene Element.

Diese Diskordanz unter dem Hauptdolomit kann nur am Follerkopf und innerhalb der tektonischen Schuppen dieses Gebietes noch erkannt werden und *prädatiert dort den Schuppenbau.* Diese grossräumig so wichtige tektonische Phase kann also in unserem Gebiet durch die Existenz dieser Diskordanz nachgewiesen werden, obwohl die Tektonik im Zusammenhang mit der Schlinig-Überschiebung sehr stark überprägend wirkte.

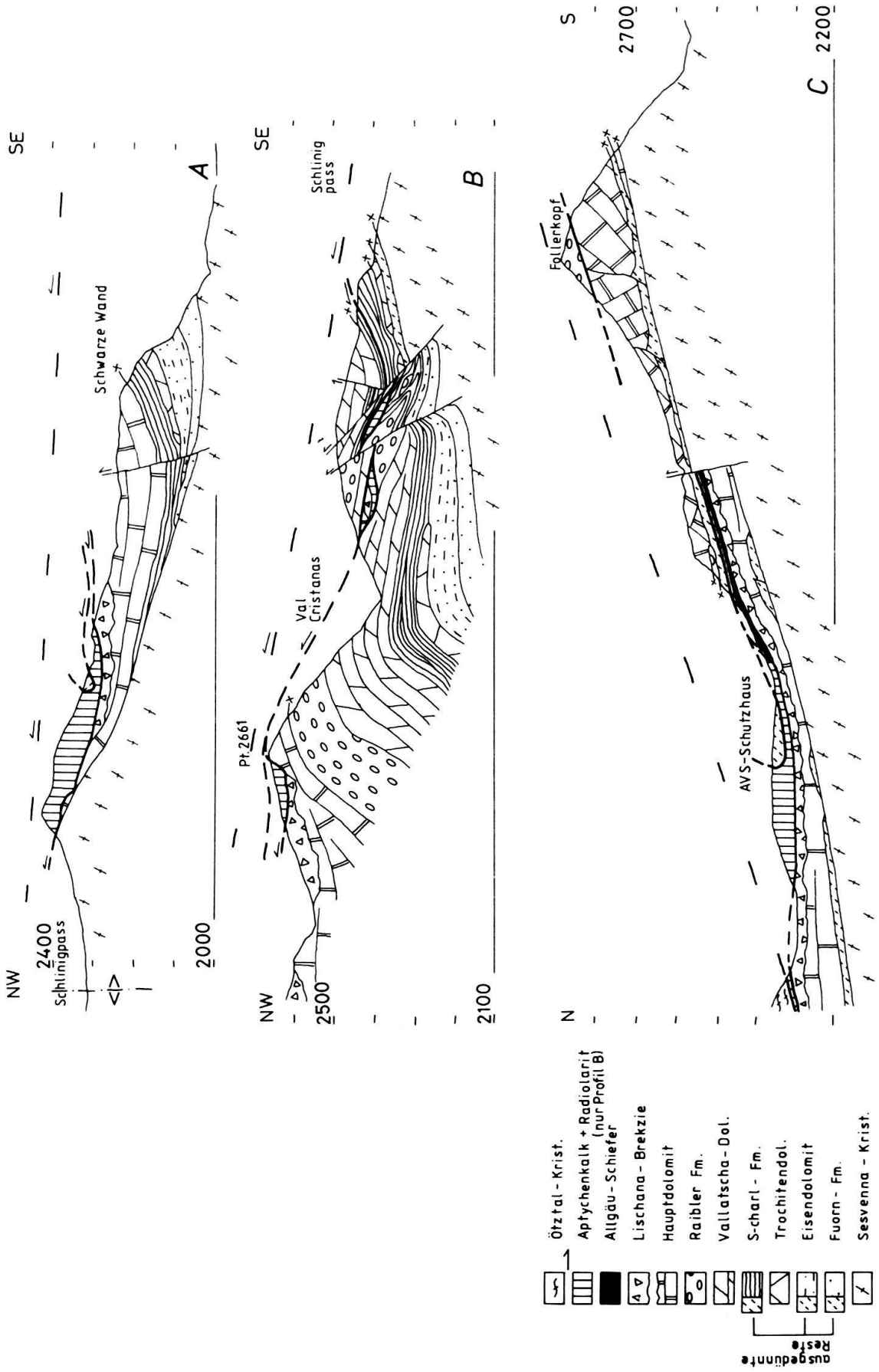

Fig. 14. Geologische Querprofile durch die Region der Schlinigpasshöhe (Profilspuren siehe Fig. 15).

5.4 *Subötzide Schuppen* («Dachstock» nach BURKARD 1953)

Ursächlich mit der Schlinig-Überschiebung verknüpft, bilden allochthone Schuppen verschiedenster Sedimentgesteine ein eigenes Stockwerk zwischen S-charl-Teildecke und Ötztal-Decke (Fig. 15). Am Piz San Jon (CADISCH & al. 1968) und hinter dem AVS-Schutzhaus sind Späne von Sesvenna-Kristallin in diese subötziden Schuppen integriert.

a) Follerkopf: Diese Schuppen sind aufrecht gelagert und bestehen im allgemeinen aus diskordant auf dünnen Fuorn-, Follerkopf- und S-charl-Gesteinen liegendem Hauptdolomit (vgl. «Stockwerktektonik»), im Follerkopfgipfel aus einer Raibler Serie. Jene Gesteinsreste bilden den inkompetenten Horizont, längs dessen die subötziden Schuppen ihrerseits auf Hauptdolomit, Allgäu-Tonschiefer in parautochthoner Stellung oder Aptychenkalk in ebenfalls subötzider Stellung aufgeschoben sind (Fig. 14, Profil C).

b) Rims-Cristanas: Im Süden gegen die Kristallinaufwölbung zu liegt eine mit S-charl-Kalken beginnende reduzierte Dolomitschuppe den bezüglich des Sesvenna-Kristallins parautochthonen S-charl- und Vallatscha-Formationen direkt auf; gegen Nordwesten (gegen das Lischana-Plateau) wird die subötzide, normalliegende Schuppe zu einem regellosen Paket wenig ausgedehnter Gleitbretter. Nach noch nicht publizierten neuen Resultaten von MADER (1983) gehört der Russenna-Aptychenkalk, auf dem es dort liegt, zu einer riesigen Verkehrtserie. Diese Verkehrtserie verschwindet gegen Osten (Südosten) völlig, genauso wie alle tektonischen Stockwerke zwischen überschobenem (Ötztal-) und unterliegendem (Sesvenna-) Kristallin bis zur Schlinigpasshöhe allmählich völlig ausdünnen. Der letzte Rest eines Verkehrtschenkels der unter der Ötztal-Decke mitgeschleppten Serien findet sich östlich der unteren Val Cristanas, wo bei Koordinaten 826.800/181.900 ein kleiner Aufschluss von (von unten nach oben) Aptychenkalk, Lischana-Breccie und Hauptdolomit ansteht.

Von Sursass über den Piz Mezdi bis gegen den Piz dals Corvs zieht sich ein hauptsächlich aus Raibler Schichten bestehendes Gleitbrett hin. Im Piz Mezdi erkennt man darin eine riesige, stark azylindrische, liegende Falte.

Vom Dreiländereck bis hin zum Schlinigpass treffen wir sehr häufig Reste von Kalken (S-charl-Formation oder Russenna-Aptychenkalk) als oberste der Schuppen unter der Ötztal-Decke an, dieser als extrem duktiler Gleithorizont dienend.

Die Herkunft dieser Schuppen ist in der heute unter dem Ötztal-Kristallin begrabenen östlichen Fortsetzung der S-charl-Teildecke zu suchen. In einem nördlicheren Streifen parallel zu den Transportrichtungen dieser Schuppen und der Ötztal-Decke liegt der Jaggl in einer solchen Stellung (vgl. Kap. 4.2).

5.5 *Tektonische Synthese*

Im Gebiet am Schlinigpass sind drei Phasen orogener Aktivität zu unterscheiden:

1. *D1:* Der grossräumige, NE–SW streichende Kuppel- und Muldenbau des Sesvenna-Kristallins wird angelegt; die Sedimentauflage wird grossräumig N 50° E streichend schräggestellt (und verfaltet?).

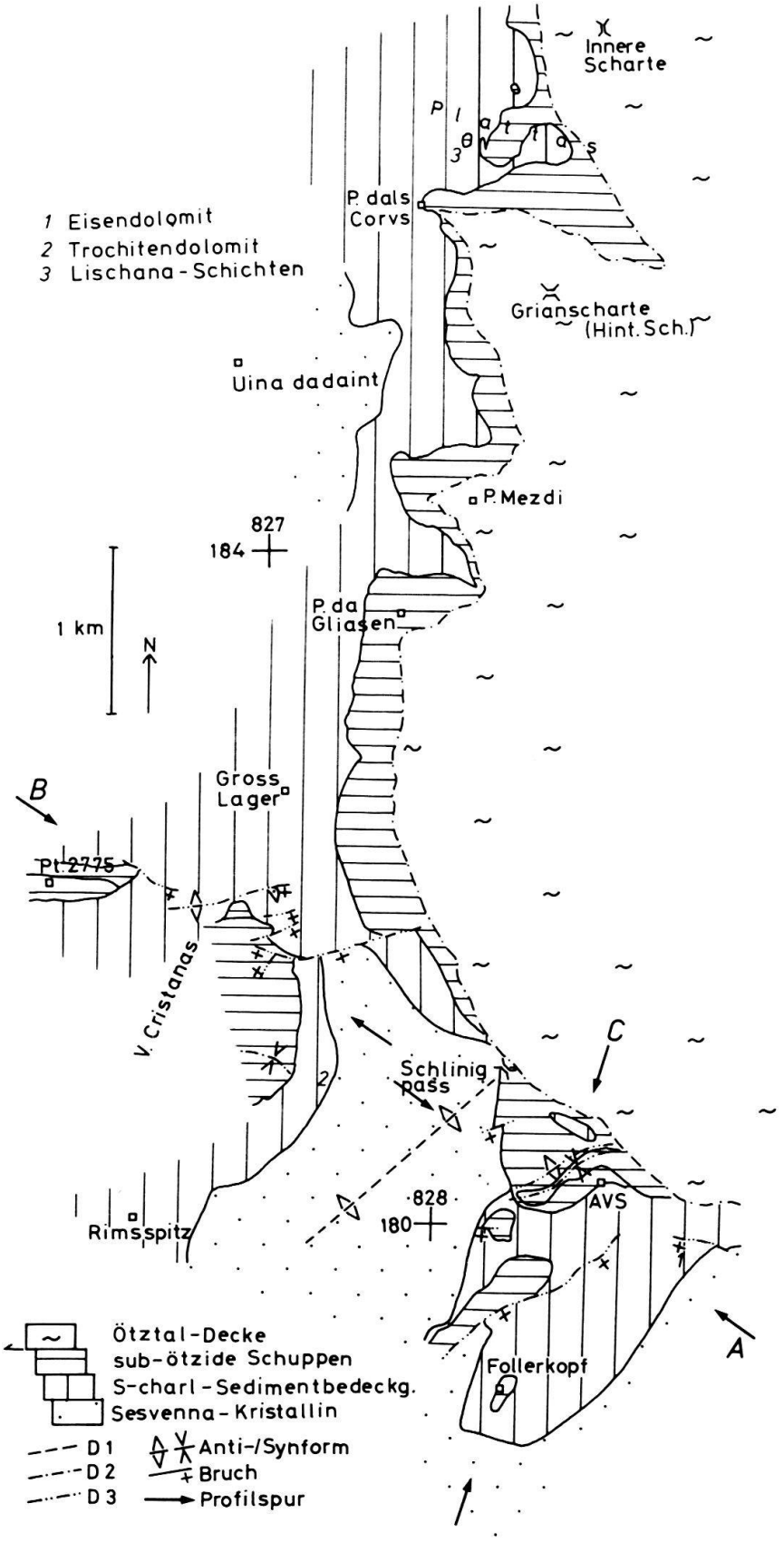

Fig. 15. Tektonische Kartenskizze des Ostrandes der Engadiner Dolomiten zwischen Piz S-chalambert und Schlinigtal.

Es ergeben sich Anhaltspunkte, dass auch die Trennung in Ober- und Unterbau (vgl. Kap. 5.3.2) zu dieser Zeit stattfand. Möglicherweise geschah dies im Zusammenhang mit der von THÖNI (1980b) auf Oberkreide datierten, frühalpinen Metamorphose. Es ist wichtig zu bemerken, dass diese kristallinen Aufwölbungen im Kilometermaßstab hier nicht spätorogenen Ereignissen zugeordnet werden können, wie dies EUGSTER (1965) postulierte. Sie stellen vielmehr das Resultat der frühesten erkennbaren orogenen Phase dar, denn die Schlinig-Überschiebung (D 2) schneidet völlig diskordant durch die Großstrukturen der Sesvenna-S-charl-Einheit. Diese Phase könnte derjenigen mit NE-SW streichenden Strukturen in der Silvretta-Decke entsprechen, als die zentralostalpinen Decken Graubündens noch vereinigt waren (TRÜMPY & HACCARD 1969).

2. *D 2 (≙ F 1), Schlinig-Überschiebung:* Im Untersuchungsgebiet überschiebt die Ötztal-Decke in Richtung Westen bis Nordwesten mindestens 30 km weit die S-charl-Teildecke; dabei reduziert sie durch Auswalzung und Ausquetschung die Sedimentserien in ihrem Liegenden, verfaltet diese isoklinal und schleppt losgerissene Schuppen mit. Die Intensität von D 2 zerstört die meisten vorhandenen D 1-Kleinstrukturen. Die Loslösung von Schuppen durch die Schlinig-Überschiebung greift bis ins Grundgebirgskristallin hinab. Der Kuppel- und Muldenbau von D 1 hat solch unterschiedliche Platzverhältnisse für die Sedimentgesteine für D 2 unter der Schlinig-Überschiebung ausgebildet.

Die Dislokation der Ötztal-Decke ist also nicht auf die Überschiebungsbahn des Kristallins beschränkt. Sie äussert sich auch in tiefer liegenden Überschiebungen an der Basis der subötziden Schuppen und in einer Auswalzung sämtlicher Sedimentserien, unter Einbezug des Unter- und Oberbaus der S-charl-Teildecke.

3. *D 3 (≙ F 2):* Eine letzte tektonische Kompression in Süd-Nord-Richtung verfaltet Überschiebungsbahnen von in D 2 angelegten Schuppen und verstellt den in D 2 entstandenen Schuppenbau bis ins Kristallin hinein. In geeigneten Gesteinen bildet sich eine steilstehende Drucklösungsschieferung aus. Starke Sackungen im Bereich der Schlinig-Linie verhindern eine sichere Aussage über eine Verstellung der Schlinig-Überschiebungsbahn durch spätere Verwerfungen; sie sind aber zu erwarten.

Diese tektonische Phase könnte mit der Aufwölbung des Engadiner Fensters im Tertiär zusammenhängen.

Danksagung

Wir danken ganz herzlich Paul Felber, Peter Jordan, PD Dr. Stefan Schmid und Prof. R. Trümpy für ihre Hilfe in Rat und Tat beim Verfassen dieses Artikels. Vom Lischana und seinem Bearbeiter, Pirmin Mader, sind einige Ideen, halbwegs bewusst, halbwegs unbewusst, hier eingeflossen.

Für das Résumé danken wir Prof. H. Masson.

Im weiteren möchten wir auch hier noch einmal den Vinschgern, im besonderen der Familie Peter Zöggeler vom neuen AVS-Schutzhaus am Schlinigpass, für viele zufriedene und frohe Wochen danken, die wir bei ihnen verbracht haben.

LITERATURVERZEICHNIS

BURKARD, G. (1953): Geologische Beschreibung der Piz S-chalambert-Gruppe (Unterengadiner Dolomiten). - Diss. Univ. Bern.

CADISCH, J., EUGSTER, H., & WENK, E. (1968): Erläuterungen zum geologischen Atlas der Schweiz, Bl. 44, Scuol-Schuls-Tarasp.

CADISCH, J., LEUPOLD, W., EUGSTER, H., & BRAUCHLI, R. (1919): Geologische Untersuchungen in Mittelbünden. - Vjschr. natf. Ges. Zürich *64*.

CARMIGNANI, L., GIGLIA, G., & KLIGFIELD, R. (1978): Structural evolution of the Apuane Alps: an example of continental margin deformation in the Northern Apennines, Italy. - J. Geol. *86*, 487-504.

DÖSSEGGER, R. (1974): Verrucano und «Buntsandstein» in den Unterengadiner Dolomiten. - Unveröff. Diss. Nr. *5346*, ETH Zürich.

DÖSSEGGER, R., FURRER, H., & MÜLLER, W.H. (1982): Die Sedimentserien der Engadiner Dolomiten und ihre lithostratigraphische Gliederung, Teil II. - Eclogae geol. Helv. *75*/2, 303-330.

EICHENBERGER, U. (1981): Geologie der östlichen Ducangruppe. - Unveröff. Diplomarb. Zürich.

ESCHER, A., & WATTERSON, J. (1974): Stretching fabrics, folds and crustal shortening. - Tectonophysics *22*, 223-231.

EUGSTER, H. (1965): Anzeichen vermutlich spätorogener Bewegungen in der oberostalpinen Decke. - Eclogae geol. Helv. *58*/1, 17-20.

FURRER, H. (1981): Stratigraphie und Fazies der Trais-Jura-Grenzschichten in den oberostalpinen Decken Graubündens. - Diss. Univ. Zürich.

GASIOROWSKY, S.M. (1962): Aptychi from the Dogger, Malm and Neocomian in the eastern Carpathians and their stratigraphical value. - Stud. geol. pol. *10*.

HAMMER, W. (1908): Beiträge zur Geologie der Sesvennagruppe. II. Der Westrand der Ötztalermasse. - Separatabdr. Verh. k.k. geol. Reichsanst. *4*.

— (1911): Die Schichtfolge und der Bau des Jaggl im oberen Vintschgau. - Jb. k.k. geol. Reichsanst., S. 1-40.

HESS, W. (1953): Beiträge zur Geologie der südöstlichen Engadiner Dolomiten zwischen dem Münstertal und der Valle di Fraéle (Graubünden). - Eclogae geol. Helv. *46*/1, 39-142.

— (1962): Über den Jaggl (Cima del Termine) am Reschenpass (Passo di Resio), Südtirol, und seine Deutung. - Eclogae geol. Helv. *55*/2, 407-416.

HIRSCH, F. (1966): Etude stratigraphique du Trias moyen de la région de l'Arlberg (Alpes du Lechtal, Autriche). - Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich [N.F.] *80*.

HUCKRIEDE, R. (1959): Trias, Jura und tiefe Kreide bei Kaisers in den Lechtaler Alpen (Tirol). - Verh. geol. Bundesanst. (Wien) *1*, 44-92.

JENKYNS, H.C. (1970): Fossil manganese nodules from the West Sicilian Jurassic. - Eclogae geol. Helv. *63*/3.

KELLERHALS, P. (1966): Geologie der nordöstlichen Engadinerdolomiten zwischen Piz San Jon, S-charl und Piz Sesvenna. - Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] *126*.

KOCH, K.E., & STENGEL-RUTKOWSKI W. (1959): Faziesuntersuchungen in Jura und Unterkreide der westlichen Lechtaler Alpen. - Verh. geol. Bundesanst. Wien.

KRISTAN-TOLLMANN, E., & TOLLMANN, A. (1967): Crinoiden aus dem zentralalpinen Anis (Leithagebirge, Thörler Zug und Radstädter Tauern). - H.36 (Natw. H.24) Burgenländ. Landesmus. Eisenstadt.

MADER, P. (1983): Geologie des Lischana-Gebietes (Gemeinde Scuol GR). - Unveröff. Diplomarb. ETH Zürich.

RICHTER, D.K. (1967): Das Plawennkristallin, seine sedimentäre Bedeckung und sein kristalliner Rahmen im SE des Reschensees. - Unveröff. Diplomarb. TH München.

SCHILLER, W. (1904): Geologische Untersuchungen im östlichen Unterengadin. I. Lischanagruppe. - Separatabdr. Ber. natf. Ges. Freiburg i. Br. *14*.

— (1906): Geologische Untersuchungen im östlichen Unterengadin. II. Piz Lad-Gruppe. - Separatdr. Ber. natf. Ges. Freiburg i. Br. *16*.

SCHMID, S.M. (1973): Geologie des Umbrailgebiets. - Eclogae geol. Helv. *66*/1, 101-210.

SPITZ A., & DYHRENFURTH G. (1914): Monographie der Engadiner Dolomiten zwischen Schuls, Scanfs und dem Stilfserjoch. - Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] *44*.

STUTZ, E. (1982): Der Rand der Engadiner Dolomiten am Schlinigpass (südlicher Teil, Gemeinden Sent GR und Mals, Südtirol). - Unveröff. Diplomarb. ETH Zürich.

THÖNI, M. (1973): Ein neues Sedimentvorkommen nahe dem Westrand des Ötztaler Altkristallins und einige Bemerkungen zur Deutung der Permotrias des Jaggl als Fenster. - Verh. geol. Bundesanst. Wien, S. 235-242.

— (1980a): Zur Westbewegung der Ötztaler Masse. Räumliche und zeitliche Fragen an der Schlinigüberschiebung. - Mitt. Ges. Geol.- u. Bergbaustud. Österr. *26*, 247-275.

— (1980b): Distribution of pre-alpine and alpine metamorphism of the southern Ötztal mass and the Scarl unit, based on K/Ar age determinations. - Mitt. österr. geol. Ges. *71/72* (1978/79), 139-165.

— (1981): Arbeiten im Ostalpin W des Tauernfensters. Die frühalpine Geschichte der Ostalpen. - Jber. Montanuniv. Leoben *1980*/2.

TORRICELLI, R. (1956): Geologie der Piz Lad-Piz Ajüz-Gruppe. - Diss. Univ. Bern.

TRAUTH, F. (1930): Aptychenstudien III und IV. - Ann. nathist. Mus. Wien *44*.

TRÜMPY, R. (1980): Geology of Switzerland, a guide-book. Part A: An Outline of the Geology of Switzerland. - Wepf & Co, Basel, New York.

TRÜMPY, R., & HACCARD, D. (1969): Réunion extraordinaire de la Société géologique de France: Les Grisons. - C.R. somm. séances Soc. géol. France *9*, 329-396.

WALTER, U. (1982): Der Rand der Engadiner Dolomiten am Schlinigpass (nördlicher Teil). - Unveröff. Diplomarb. ETH Zürich.

WENDT, J. (1969): Foraminiferen-«Riffe» im karnischen Hallstätter Kalk des Feuerkogels (Steiermark, Österreich). - Paläont. Z. *43*/3-4, 177-193.

— (1974): Encrusting organisms in deep sea manganese nodules. In: HSU, K.J., & JENKYNS, H.C. (Ed.): Pelagic sediments on land and under the sea. - Soc. econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ. int. Assoc. Sedimentol. *19*, 437-447.