©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Demnach muß FITZINGER (1868, S. 1064) so verstanden werden, daß J. P. C. v. Moll 1812 die Sammlung „Testacea microscopica . . ." an das Hof-Naturalien-Kabinett zu Wien verkaufte, — woselbst das Werk eingesehen werden kann.

Werke

J. Fridvalszky:

1. Mineralogia magni principatus Transsylvaniae, seu ejus metalla, semimetalla, sulphura, salia, lapides et aquae, Klausenburg 1767.
2. Dissertatio de Skumpia seu Cotino planta coriaria (Rhus cotinus Linnaei) cum diversis experimentis in Transsylvania institutis, Klausenburg 1773.
3. Dissertatio de ferro et ferrariis Hungariae et Transsylvaniae, Klausenburg 1773.

J. E. v. Fichtel:

1. Beitrag zur Mineralgeschichte von Siebenbürgen, 2 Bände, Nürnberg 1780. (1. Bd. herausg. v. d. Ges. nat. forsch. Freunde Berlin.)
2. Mineralogische Bemerkungen von den Karpathen, 2 Bände, Wien 1791 und 1794, 2. Aufl. 1816.
3. Nachricht von einem in Ungarn neu entdeckten ausgebrannten Vulkan, Berlin 1793, zuvor in den Schriften der Gesellschaft naturforschender Freunde, Berlin, IX. Band, 1. Stück, abgedruckt.
4. Mineralogische Aufsätze, Wien 1794.

L. v. Fichtel:

1. Testacea microscopica aliaque ex generibus Argonauta et Nautilus, Wien 1798.

Literatur

ACKNER, M. J. (1855): Mineralogie Siebenbürgens, Hermannstadt.
FITZINGER, L. J. (1868): Geschichte des k. k. Hof-Naturalien-Cabinetes in Wien. — Sitzber. d. Akad. d. Wiss. Wien, mathem.-naturwiss. Kl., Abt. I, 57. Bd., S. 1040 ff., Wien.
HAAN, F. v. (1909): Generalogische Auszüge aus den Sperr-Relationen des n.-ö. und k. k. n.-ö. Landesrechtes 1762—1852. — Jahrb. der Heraldischen Gesellschaft „Adler", S. 118, Nr. 134 bis 136.
NEUE DEUTSCHE BIOGRAPHIE, F. 917, im Druck.
NEUGEBOREN, J. L. (1859): Geschichtliches über die siebenbürgische Paläontologie und die Literatur derselben. Herausg. v. Vereinsausschuß, Archiv d. Verein f. siebenb. Landeskunde, Neue Folge, 3. Bd., 3. H., S. 431—464, Kronstadt.
KÜPPER, H. (1959): Österreichs Beiträge zur Entwicklung der Mikropaläontologie. — Erdölzeitschr., 75. Jahrg., H. 5, S. 114—121.
SCHLICHTEGROLL, F. (1798): Nekrolog auf das Jahr 1795, 6. Jahrg., 2. Bd., S. 346, Gotha.
TOTENPROTOKOLL (1810): Gemeinde Wien, Stadtarchiv, F, Fol. 14.
ZITTEL, K. A. v. (1898): Geschichte der Geologie und Paläontologie, S. 127 ff., München und Leipzig.

Geologie des Grenzgebietes zwischen West- und Ostalpen*)

Von J. CADISCH

Zwei wesentliche Züge kennzeichnen den Bauplan des Grenzgebietes zwischen West- und Ostalpen. Einmal die Verkettung der beiderlei Strukturen. Der ostalpine Bogen schwenkt vom Rätikon gegen den Tessin nach Südwesten ab, der

*) Vortrag, gehalten am 27. Jänner 1961 vor der Geologischen Gesellschaft in Wien. Das Manuskript wurde gekürzt und einige Anmerkungen beigefügt.

Gerne benützt der Verfasser die Gelegenheit, Herrn Direktor Dr. R. JANOSCHEK, Präsident der vorgenannten Gesellschaft, für die Bereitwilligkeit bestens zu danken, vorliegenden Aufsatz aus technischen Gründen in den „Verhandlungen" der Geologischen Bundesanstalt erscheinen zu lassen. Herrn Prof. Dr. H. KÜPPER, Direktor der Bundesanstalt, sei für sein gütiges Entgegenkommen ebenfalls verbindlich gedankt.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

westalpine Bogen in der Ortlerzone gegen Ostsüdost. Grundbedingung für diese Überschneidung ist die Ungleichzeitigkeit der Schübe und die damit wechselnde Transportrichtung. Als zweites, schon von P. TERMIER erkanntes Prinzip tritt das Einfallen westalpiner unter die ostalpinen Elemente in Erscheinung. Um Einblick in den Bauplan zu erhalten, versuchen wir zunächst die verschiedenen Zonen von West nach Ost zu verfolgen.

Die im nördlichen Bodenseegebiet bekannten tektonischen Störungen sind nach der Rheinmündung gerichtet. Die ostschweizerische Molassezone findet östlich der Linie Dornbirn—Bregenz ihre Fortsetzung. In der helvetischen Zone streichen nur die nördlichen tektonisch höheren Elemente sichtbar nach Vorarlberg hinein fort. Das Rheintal fällt hier mit einer Axendepression zusammen. Weiter südlich tauchen die autochthonen helvetischen Sedimente mitsamt ihrer Unterlage des Aar- und Gotthardmassives am bündnerischen Rheintal endgültig unter die penninischen Bündnerschiefer ein. Das Abtauchen über dem Massivgewölbe ist deutlich periklinal, die Talfurche ein Periklinaltal. Eine Isohypsenkarte der Glarner Schubfläche, d. h. der helvetischen Hauptüberschiebung, zeigt allerdings, daß deren östliches Absinken ziemlich abrupt erfolgt, was an eine zugeschobene Erosionslücke denken läßt.

Ganz anders liegen die Dinge im angrenzenden Penninikum, das zweifellos in die Ostalpen fortsetzt. Schon die alten Geologen, die sich vor mehr als hundert Jahren abmühten, in ihren Profilen die über jüngeren Bildungen ruhenden Altkristallinmassen irgendwie mit dem zugehörigen Untergrund in Zusammenhang zu bringen, erkannten im Unterengadin und in den Hohen Tauern die Schiefer des Wallis und von Bünden wieder. Trotz der Akzentuierung der Bogen ist somit die penninische Zone als annähernd West—Ost durchziehendes Element erhalten geblieben. Deformationen blieben ihr nicht erspart. Im Prätigauer Halbfenster und im Helvetikum der Glarner Alpen sind SW-gerichtete Strukturen erkennbar, welche durch die ostalpine Auflast geprägt wurden.

Im Ostalpin hatte F. ZYNDEL 1912 eine Zweiteilung in Unter- und Oberostalpin vorgenommen. Zur unteren ostalpinen Decke gehörten nach diesem Autor die große Granitmassen umfassenden Decken des Err- und Berninagebietes und damit ursprünglich zusammengehörige nach Norden verschleppte Komplexe. Als oberostalpine Decke oder Silvretta-Decke schied ZYNDEL die mächtigen schwimmenden Kristallinmassive zwischen Davos und Engadin aus. Vorher hatte man zeitweilig das Unterostalpin mit dem Penninikum zusammen als Lepontin bezeichnet. Als die Berner Schule sich unter P. ARBENZ mit der Aufnahme von Mittelbünden befaßte, stellte W. LEUPOLD um 1917 fest, daß die Aroser Dolomiten bei Davos nicht, wie man bis dahin glaubte, auf dem Silvrettakristallin der Flüelagruppe, sondern unter demselben liegen, und damit verschuppt sind. R. STAUB sah sich dadurch veranlaßt, zuerst 1919 vorläufig und 1923 im „Bau der Alpen" in bestimmter Weise ein Mittelostalpin auszuscheiden, dem als Altkristallinkomplex die „Campo-Decke", als sedimentäre Anteile die Ortlerzone, die Unterengadiner Dolomiten, die Bergüner und Aroser Dolomiten zugehörten. Kurz nach der STAUBschen Postulierung des Mittelostalpins hatte L. KOBER einen Teil der Radstätter Tauern als Mittelostalpin ausgeschieden, sich jedoch bezüglich einer Gleichstellung mit dem Westen recht vorsichtig ausgedrückt.

Für R. STAUB bildeten das Unter- und das Mittelostalpin eine bis in die Wurzelzone vom Oberostalpin getrennte Stammdecke, die er als Grisoniden bezeichnete. In der Folge wurden immer mehr Zweifel an der Existenz des

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

bündnerischen Mittelostalpins als eines besonderen alpinen Stockwerks laut. Die Aroser Dolomiten müssen wir heute als zum Silvrettakristallin, d. h. zum Oberostalpin gehörig betrachten. Sie sind mitsamt einer basalen kristallinen Unterlage auf dem Transport nach Norden bzw. Nordwesten von der Silvrettamasse überfahren worden. Die Unterengadiner Dolomiten haben R. STAUB (1937) und J. CADISCH (1934) als oberostalpine Sedimentfolge der Silvretta-Decke zugewiesen. G. B. DAL PIAZ stellte 1936 das Fehlen eines Mittelostalpins am Tauernfenster-Südrand fest. Und als W. HAMMER (1938) überzeugend dartat, daß die Ortlerzone zwischen Ötzkristallin im Norden und Campokristallin im Süden ausklingt, war das Mittelostalpin als eigenes Bauelement aus der Nomenklatur gestrichen. Daran vermochte auch der Ausweg nichts zu ändern, den R. STAUB einschlug, indem er Teile der unterostalpinen Aroser Zone und der oberostalpinen Lenzerhornbasis neuerdings als Mittelostalpin bezeichnete. Im Unterengadiner Fenster wurden sogar Ophiolithe ins Mittelostalpin und in Nähe einer Quatervals-Geosynklinale gestellt, Grüngesteine, die primär im Flysch der unterostalpinen Tasna-Decke liegen. W. HESS (1953), ein Schüler R. STAUBS, ging schließlich so weit, die ganzen Unterengadiner Dolomiten als Mittelostalpin zu betrachten.

Man könnte nun vielleicht einwerfen, es handle sich hier nur um Nomenklaturangelegenheiten. Solange aber gleichzeitig über die tektonische Einreihung der Zonen und Decken, über das Oben und Unten, über das Innen und Außen im Bauplan und über die einstige Lage im Ablagerungsraum diskutiert wird, liegt der Kern der Sache tiefer.

Eine tektonische Sonderstellung kommt dem bündnerischen Unterostalpin zu. Es handelt sich in Nord- und Mittelbünden um Schichtfolgen, die an der Basis der gewaltigen ostalpinen Kristallin- und Dolomitmassen verschleppt, ausgewalzt und in Roll- und Walzfalten gelegt wurden. Vom Rätikon bis auf die Lenzerheide liegen übereinander:

1. unten: die Falknis-Serie,
2. die Sulzfluh-Serie und
3. die Aroser Zone.

Die Falknis-Serie setzt mit ganz spärlicher Trias ein, darüber folgen Breccien, Sandsteine und Schiefer, die wahrscheinlich Lias oder Dogger repräsentieren. Sehr auffällig sind die Malmbreccien mit Kalkzement und reichlich vorhandenen Kristallinkomponenten. Gerölle von grünem Granit, dem Typus Err-Granit entsprechend, weisen maximal einige Meter Durchmesser auf. Auch in jüngeren stratigraphischen Horizonten fehlt der Einfluß kristalliner Schwellen nicht ganz. So finden sich in der oberen Kreide des Rätikons [1]) granitführende Breccienlagen.

Die Sulzfluh-Decke besteht vorwiegend aus einer Unterlage grünen Granites, aus Malmkalk und Oberkreide-Mergelkalk. Lias, Dogger und Tertiärflysch sind rudimentär festgestellt.

Die Aroser Zone zeichnet sich durch eine recht mannigfaltige Schichtfolge aus, die vom Altkristallin über Verrucano und Buntsandstein, Raibler und Hauptdolomit, Rhät, Liaskalk und -schiefer, Radiolarit und Calpionellenkalk bis zu Oberkreidemergeln reicht. Außer dieser „Normalfolge" treten heterope

[1]) Die hier erstmalig erwähnten oberkretazischen Breccien stehen am Weg von Alp Fasons zur Großen Furka (Grenze Vorarlberg—Schweiz) in der Mulde des Augstenberg auf ca. 2070 m an.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Breccien sowie sandige bis schiefrige Bildungen auf. Die Breccien führen örtlich Radiolaritkomponenten und sind somit jünger als Mittel- oder Oberjura. Kretazischen oder alttertiären Alters könnten Diabase und Spilite sein, während die Serpentine wahrscheinlich etwas älter sind.

Gegen Südbünden hin, unter dem Lenzerhorn, sind im Liegenden des Oberostalpins nur Reste der Aroser Zone vorhanden und zwar vorwiegend Ophiolithe, mesozoische Schiefer und Radiolarite. Hier kann mit Recht die Frage gestellt werden, ob man es mit Abkömmlingen der oberpenninischen Platta-Decke zu tun habe. Eine sichere Beantwortung ist zur Zeit nicht möglich.

Südlich der Albula, im Oberhalbstein und am Julierpaß, nähern wir uns der südlichen großen Wurzelzone, die von den Ostalpengeologen als Narben- oder Verschluckungszone aufgefaßt wurde. E. KRAUS hatte seinerzeit auch eine nördliche Verschluckungszone postuliert, die im Süden der helvetischen Zone und nach Osten hin dem Südrand der Nördlichen Kalkalpen entlang verlaufen sollte. Diese Zone ist im Westen bis an den Rhein mit der sog. kleinen Wurzelzone der helvetischen Decken identisch. Eine östliche Fortsetzung existiert, wie E. SPENGLER und E. CLAR mit aller Deutlichkeit dartaten, nicht. Zwischen dem nördlichen Alpenrand und der großen Wurzelzone, in der die penninischen und ostalpinen Elemente eintauchen, d. h. autochthon werden, waren die Transportwege so lang, daß die tektonischen Zusammenhänge da und dort, vor allem am Albulatal unterbrochen sind. Dies veranlaßte R. TRÜMPY (1960), auf ein altes Konzept von E. HAUG zurückgreifend, Falknis- und Sulzfluh-Decke mit den penninischen Schamser-Decken des Hinterrheingebietes in Zusammenhang zu bringen, d. h. tiefer einzuwurzeln. H. P. CORNELIUS, der verdiente Erforscher der Err-Julier-Gruppe, gab wie R. STAUB und J. CADISCH einem Zusammenhang mit diesem ostalpinen Bereich den Vorzug [2]). Um das Problem seiner Lösung näher zu bringen, können zwei Wege eingeschlagen werden. Erstens der bisherige tektonische, indem wir die baulichen Zusammenhänge mit Hilfe stratigraphischer Untersuchungen nach Möglichkeit klären, und zweitens die Rekonstruktion der Sedimentationsräume vermittels Abwicklung der tektonischen Elemente. Diese Methoden sind eigentlich nur scheinbar verschieden, da tektonische und stratigraphische Erforschung der Gebirge unlösbar miteinander verknüpft sind. Es wird, wie R. TRÜMPY sagt, einfach das x mit dem y vertauscht. Die neuerliche Inangriffnahme der Untersuchung mit Voransetzung stratigraphischer Überlegungen, wie sie dieser Autor kürzlich in anerkennenswerter Weise versuchte, führte deshalb weniger zu neuen, gesicherten tektonischen Ergebnissen, als zur Besinnung und zur Negierung des Allzuhypothetischen. In seiner großangelegten Monographie über das Pays de Vanoise hat FR. ELLENBERGER (1958) wie R. TRÜMPY (1960) im Bulletin der Geological Society of America gegen extreme und gewagte tektonische Methoden und Folgerungen Stellung bezogen. Die beiden Autoren bekämpfen den „Cylindrismus" von E. ARGAND, R. STAUB, M. LUGEON, L. KOBER und P. TERMIER. Es fällt indessen schwer, eine Grenze zwischen übertriebener Gliederung und Verfolgung von Bauelementen einerseits und visionärem Überblicken und Erfassen andererseits

[2]) R. STAUB (1957) ließ zwar einen Ausweg offen, indem er Teile der Sulzfluh-Decke im Oberpenninikum SW Tiefenkastel (Albulatal) zu erkennen glaubte und sie auf seiner hypothetischen Karte als Klippen-Deckenelemente darstellte. Die betreffenden plattigen Kalke der Stürviser Alp sind mit Sulzfluh-Malmkalk nicht gut vergleichbar. Das südlichste Vorkommen von solchem findet sich zwischen Serpentinlagen im Liegenden der Ela-Decke, d. h. in höherem tektonischem Niveau bei Surava im Albulatal. Es war schon ARN. ESCHER VON DER LINTH bekannt.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

einzuhalten. So mag der eine Forscher gelegentlich in der Begeisterung den goldenen Mittelweg zwischen Phantasie und exakter Forschung verlassen, ein anderer aber das Parallelisieren von Bauelementen auf größere Distanzen als notwendiges Übel betrachten.

Versucht man, das Problem des Unterostalpins vom stratigraphischen und paläogeographischen Standpunkt anzugehen, wie dies R. TRÜMPY tat, so müssen zunächst die großen faziellen Zusammenhänge klargelegt werden. Dabei zeigt sich, daß auf die hypothetische „Wellblechtektonik" von Geosynklinalen mit weitgehender Geantiklinalunterteilung, die vielfache Anordnung reduzierter Serien mit Breccienbildung auf den Rücken und Ablagerung bathyaler bis abyssaler Sedimente in Teiltrögen kein sicherer Verlaß ist. In den entsprechenden Schichtfolgetabellen lassen sich denn auch Geantiklinal- und Geosynklinalserien allzuleicht untereinander austauschen. Und das Urteil kann in jedem Fall lauten: Se non è vero è ben trovato.

Als durchgehend vorhandenes Bauelement des alpinen Orogens bleibt in erster Linie die große penninische Geosynklinale der Bündnerschieferbildungen bestehen. Sie setzt von Piemont und über das Wallis nach West- und Südbünden und über den Großaufschluß des Unterengadiner Fensters nach den Hohen Tauern fort und ist nach W. SCHMIDT (1956) in den Schieferinseln von Rechnitz, Bernstein und Meltern wieder zu finden. Aus diesem im Laufe der Zeit veränderten Trog stammen allem nach auch der Niesen- und der Prätigauflysch. Problematisch bleibt, wie schon gesagt, die Heimweisung der romanischen Decken im Ablagerungsraum, der Klippen-, der Breccien- und der Simmen-Decke. Ihre Schichtfolgen werden von R. TRÜMPY wie von M. GIGNOUX, J. TERCIER und FR. ELLENBERGER mit dem „Briançonnais" der Westalpen und damit mit dem Nordrand des penninischen Troges in Konnex gebracht, während auf dessen Südseite das oberengadinische Unterostalpin mit seinen Granitschwellen den Übergang zum großen ostalpinen Geosynklinalraum vermittelt.

Über die im Laufe der Zeiten erfolgten Veränderungen der Ablagerungsräume wissen wir noch wenig. Die Eugeosynklinale wurde nach außen verlegt, eingeengt und verflacht, bis sie als Molassemeer von der Bildfläche verschwand. Vorher aber konnten, wie R. TRÜMPY andeutet, im Verlaufe kretazischer und tertiärer Gebirgsbildung horizontale Axenverschiebungen erfolgt sein. Die Rekonstruktion der Sedimentationsräume würde dadurch erschwert oder verunmöglicht. Man kann in diesem Zusammenhange auch die unbequeme Frage stellen: „Weshalb sollen nördlich und südlich der Eugeosynklinale nicht ähnliche Faciesverhältnisse vorgelegen haben?" L. KOBER (1955) hält dies ohne weitere Begründung für unmöglich.

Es gibt immer noch Anhaltspunkte, die wenigstens für eine räumliche Zusammengehörigkeit von nordbündnerischem Unterostalpin (Falknis- und Sulzfluhserie) mit südbündnerischen Schubmassen (Err- und Bernina-Decke) sprechen. Das viele grüne Granitmaterial in der Falknisbreccie, das nicht weit her transportiert sein kann, die Schollen von grünem Sulzfluhgranit, die in der Klippen-Decke des Westens fehlen, die mächtige Granitbasis der Tasnaserie im Engadiner Fenster können nur mit den Graniten der Err- und der Bernina-Decke verglichen werden. Die älteren Schichtglieder der Tasnaserie, des Unterengadiner Fensters, Verucano, Triasdolomit und Lias stimmen mit südbündnerischem Unterostalpin, die jüngeren Sedimente wie Malmkalke, Urgo-Aptien, obere Kreide mit solchen der Falknis- und der Sulzfluhserie überein. Die genannten jüngeren Schicht-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

glieder transgredieren auf altkristalline Schwellen. Der außerordentlich mächtige Tasna-Flysch stimmt mit seinen Sandsteinen, Schiefern und Radiolariten weitgehend mit der südbündnerischen Saluverserie überein. Da der entsprechende Falknisflysch über Globorotalien führenden Mergelkalken (Couches rouges) liegt, ist er tertiären Alters. Es wäre deshalb zu prüfen, ob nicht zumindest ein Teil der Saluvergesteine der Piz-Nair-Kette altersgleich ist.

Wir widmen noch zwei ostalpinen Regionen, die beide Schlüsselpositionen einnehmen, einige Ausführungen: dem Unterengadiner Fenster und den Unterengadiner Dolomiten.

Das Unterengadiner Fenster liegt nicht, wie hie und da behauptet wird, schief im Alpenkörper, sondern völlig parallel der Wurzelzone zwischen Tonale und Meran. Der Rahmen des Fensters ist heterogen gebaut. Im Süden bilden ihn die Dolomiten, die dem Silvrettakristallin des „Oberen Gneiszuges" aufruhen, im Nordosten das Ötzkristallin, im Nordwesten die Silvrettamasse. Nach L. Kober ist das Ötzkristallin als tiefere tektonische Einheit zu betrachten, die nur randlich über das Silvrettakristallin weggefahren sei. Die von O. Schmidegg (1959) beim Bau des Kraftwerkes Prutz-Imst ausgeführten Aufnahmen ergaben, wie mir durch meinen Kollegen W. Heissel, Innsbruck, bestätigt wurde, daß die gegenseitige Abgrenzung der beiden Kristallinmassen zwischen Piller und Pitztal Schwierigkeiten bietet. Dagegen steht nach W. Hammer und G. Müller (1953) fest, daß bei Pontlatz (N Prutz) Ötzkristallin flach über steilgestelltem Silvrettakristallin liegt, das hier W—E über das Inntal streicht. Im Südosten des Fensters liegt die stark reduzierte und verschuppte Sedimentfolge der Engadiner Dolomiten zwischen Münstertaler (= Silvretta-) Kristallin unten und Ötzkristallin oben. Das letztere reichte einst, wie Klippen auf den Dolomiten (Piz Cornet und Piz Lischana S) beweisen, weiter nach Westen als heute. Das Fenster von Rojen ist ein Aufschluß von Trias und Jura der Dolomiten in der Ötztaldecke. Wir halten dafür, daß Silvrettakristallin und Ötzkristallin nur nachträglich, d. h. spätorogen, voneinander getrennt wurden. Dafür spricht auch die schon von W. Hammer betonte Übereinstimmung der zugehörigen Schichtfolgen. Die Triasbildungen des Jaggl oder Endkopf südlich Reschen, des Piz Lad und von S'charl lassen keine wesentlichen faziellen Unterschiede erkennen. In der Südwestecke des Fensters, am Crap Putèr und bei Station Guarda liegt eine Triasschuppe an der Basis des Silvrettakristallins. Ihr entspricht ein ganzer Kranz von Dolomitlinsen, der sich unter dem Piz Cotschen, am Fluchthorn, auf der Idalpe und am Parditschergrat nachweisen ließ. Es sind dies allem nach Schubspäne, die an der Basis der Silvretta-Decke aus dem Dolomitenraum nordwestwärts verschleppt wurden, bevor das Fenstergewölbe entstand.

Zusammenfassend kann über die gegenseitige Stellung von Ötz- und Silvrettakristallin gesagt werden, daß überall, wo Überlagerung vorliegt, stets die Ötztal-Decke als hangendes Element auftritt.

Es ist eine Sache der Konvention, ob man die unter der Silvretta- und Ötztalmasse liegende Tasna-Serie mit ihrer vom Tasnakristallin bis in den Flysch reichenden unterostalpinen Serie zum Fensterinnern oder zum Rahmen rechnen will. W. Medwenitsch war es vergönnt, diese Serie auf tirolischem Boden bis in die Umgebung von Prutz zu verfolgen. Die Metamorphose ist hier viel stärker als im Südwesten, was das Erkennen verschiedener stratigraphischer Horizonte erschwert.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

In den tektonisch höchsten Schiefern des Fensterinnern fand G. TORRICELLI (1956) Maestricht-Foraminiferen. Es wird noch abzuklären sein, ob eine höhere Abspaltung des Penninikums vorliegt oder ob es sich um das jüngste Schichtglied des eigentlichen Fensterkerns handelt.

Unterengadiner Dolomiten. Zwischen Oberengadin und Ortler streicht die zu dieser Einheit gehörige Ortlerzone ESE, d. h. westalpin, am Fensterrand dominiert die ostalpine ENE-Richtung. Im zwischengelegenen Winkel von ungefähr 50° liegen die Dolomiten, über deren Innenbau die Ansichten immer wieder auseinandergingen. W. HEGWEIN, R. STAUB, H. BOESCH, W. LEUPOLD, W. HESS, R. POZZI und A. GIORCELLI haben verschiedene Baupläne konstruiert. Vorwiegend nach R. STAUB (1937) unterschied man in letzter Zeit im Süden die Ortlerzone, darüber im Westen eine Quatervals-Decke, der im Osten eine Umbrail-Decke gleichgestellt wurde. Der ganze übrige Bereich bis an das Fenster sollte einer S'charl-Decke zugehören, die oft neutraler als Decke der Unterengadiner Dolomiten bezeichnet wurde. In dieser größten Einheit des Gebietes liegen die älteren Bildungen des Altkristallins, des Perm und Buntsandsteins mehr im Osten, die gewaltigen Triasmassen mehr im Westen und die Liasbildungen (Fraele-Scanfs) im Süden. Die plastischen Rauhwacken und Gipse der karnischen Stufe trennen die Folge der S'charl-Decke in einen Ober- und Unterbau, wie schon A. SPITZ und G. DYHRENFURTH einleuchtend zeigen konnten. Gewaltige, vorwiegend NE—SW-verlaufende Brüche durchsetzen das ganze Gebirge. In der Ortlergruppe tritt eine Auffächerung der Sedimentzüge im Altkristallin auf. W. HAMMER hat 1912 auf Blatt „Glurns und Ortler" die gegen Prad ausdünnende Mulde von Verrucano und Triasdolomit, die Trafoi-Praderlinie, dargestellt. In deren nordöstlicher Fortsetzung gelangt man in die auch von C. ANDREATTA kartierte Mylonit- und Granitgneiszone nördlich der Etsch. Im bergseits vorhandenen Kristallin suchten die Bearbeiter bis dahin vergeblich nach der Fortsetzung der Dolomitzone Schlinig—Schleis. Es liegt hier östlich Schluderns ausschließlich Altkristallin vor, womit allerdings noch nicht feststeht, daß keine alpine Fuge vorhanden sei. Die Bedeutung einer solchen dürfte gegebenenfalls nicht überschätzt werden. Es sieht ganz danach aus, als ob sich hier die Kristallinzonen vereinigten. Mit dieser von W. HAMMER vertretenen Auffassung stimmt die These von H. EUGSTER (1960) teilweise überein, nach der im Dolomitenbau (S'charl-, Quatervals- und Umbrail-Decke) nur eine mächtige Schubmasse vorliege, die dem Silvrettakristallin aufruhe und deshalb mit diesem zusammen als Silvretta-Decke zu benennen wäre. Zu einer erweiterten unitarischen Auffassung gelangten R. POZZI und A. GIORCELLI (1960), die mit Doktoranden des Mailänder geologischen Institutes die Berge zwischen Bormio und Livigno kartierten [3]). Man kann mit R. POZZI auch einiggehen, daß die altkristallinen Komplexe des Brauliotales und der Umbrailgegend zeitweilig von Osten hergeschoben und so zwischen die Triasmassen hineingespießt wurden. Dieselben Verhältnisse liegen ja auch in der Lischanagruppe (Piz Lischana, Piz Cornet) vor.

Zusammenfassend und mit L. KOBER (1955) übereinstimmend stellen wir fest, daß die tektonische Aufgliederung der Engadiner Dolomiten zu weit getrieben wurde. Neue Aufnahmen sind zurzeit im Gange. Auf Grund eigener Beobachtungen kann gesagt werden, daß man einstweilen an der „Gallo-Linie"

[3]) R. POZZI vereinigt (mit Vorbehalt) entsprechend den Ideen von W. HAMMER Ortler-, Quatervals- und S'charl-Decke zu einer oberostalpinen Einheit der Unterengadiner Dolomiten. Ein Mittelostalpin käme somit in Wegfall.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

zwischen Spöltal und Münstertaler Alpen umsonst nach einer Trennfläche erster Ordnung zwischen Quatervals- und S'charl-Decke suchte. Hier dürfte W. HAMMER mit seiner Kritik von 1938 Recht behalten. Man wird den tatsächlichen Verhältnissen eher gerecht, wenn man in den Engadiner Dolomiten anstatt verschiedene, weit her transportierte Decken e i n e solche sieht, deren zonarer Innenbau durch wechselnd verschieden gerichteten Schub bedingt ist. Am Rand des Unterengadiner Fensters enden die Dolomiten ENE-streichend mit Anzeichen von Einrollung im Hauptdolomit und Lias des Oberbaus. Die Lias-, Rhät- und Hauptdolomitzone des Ortlers, die Fraelezone ist ESE gerichtet. Man erhält den Eindruck, daß der Schub hier zeitweilig nicht NNE, sondern entgegengesetzt gerichtet war. W. LEUPOLD (1934) gelangte zur Auffassung, daß teilweise transportierte und teilweise während der Verfrachtung entstandene Strukturen vorliegen. Eine analoge Hypothese hatte dieser Autor schon bezüglich des Innenbaues der Sandhubel-Teildecke in Mittelbünden geäußert. Im Gegensatz zu diesen eher älteren Vorgängen alpiner Faltung wäre der schon erwähnte westgerichtete Einschub der Ötztal-Decke im Gebiete zwischen Reschenpaß und Lischana sowie in der Ciavalatsch-Umbrailgruppe einer spätalpinen Phase zuzuschreiben.

Ähnliche Probleme bietet zurzeit der Bau der Nördlichen Kalkalpen. Der Verfasser erachtet es nicht als seine Aufgabe, in die Diskussion über die baulichen Zusammenhänge in den Allgäuer und Lechtaler Alpen einzugreifen. Als Kleingrundbesitzer im Rätikon halten wir uns an die Maxime: „Prüfet alles und behaltet das Beste". Daß die Nördlichen Kalkalpen vom Prätigau bis an den Rhein und bis ins Allgäu hinaus von unterostalpinen, penninischen (z. T.) und helvetischen Serien unterteuft und nicht nur umsäumt werden, daß sie schwimmen, ist wohl ebenso offensichtlich wie das Windischgarstener Fenster. Weniger klar scheinen die Zusammenhänge mit den südlich angrenzenden zentralalpinen Zonen. Wenn wir gemäß den interessanten Ausführungen von A. TOLLMANN (1959) die Nördlichen Kalkalpen als oberostalpin, die Silvretta- und Ötztalmasse als „mittelostalpin", d. h. tiefere Einheit, betrachten, so ergibt sich der merkwürdige Schluß, daß wir keine altkristalline Unterlage der Kalkalpen kennen. Sie sei auf dem Transport in der südlichen Wurzelzone verschluckt worden, wird gesagt. Andererseits liegen auf der Silvretta- und Ötzmasse flächenmäßig nur rudimentäre mesozoische Bildungen. Der von L. KOBER und R. STAUB vertretenen Auffassung, wonach die Kalkalpen von der Silvretta- und Ötztalmasse, ihrer einstigen Unterlage, abgeschert wurden, sollen die faziellen Unterschiede der mesozoischen Sedimentfolgen widersprechen. Angesichts der in karbonatischen Bildungen oft recht abrupten Facieswechsel kann vielleicht doch mit einer vermittelnden Lösung gerechnet werden. Diese und ähnliche Überlegungen führen zu einem Problem, das man überschreiben könnte:

V e r s c h l u c k u n g u n d U n t e r s t r ö m u n g o d e r E r o s i o n

Überall, wo wie in den Nördlichen Kalkalpen oder in der helvetischen Zone Decken sedimentären Materials von ihrer altkristallinen Unterlage abgeschert sind, werden Verschluckung und Unterströmung im Sinne O. AMPFERERS zur genetischen Deutung in Betracht kommen. Wo die kristalline Unterlage weithin ihrer Sedimenthülle entbehrt, stellt sich die Frage, ob Erosion im Spiele war. Dem Abtrag ist wohl oft eine zu bescheidene Rolle zugedacht worden. Wir sollten dem Studium der „Resedimentation" vermehrte Aufmerksamkeit schenken. Hercynische Gebirgsteile finden sich als Perm und Buntsandstein resedimen-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

tiert. Mächtige karbonatische Triasbildungen verschwanden durch Erosion, um in jüngeren Breccien und feinkörnigeren Gesteinen konserviert zu werden. Dieses Material gelangte zum Teil in den Flysch und in die Molasse. Dort sind schließlich oligozäne Konglomerate (Nagelfluh) in den miozänen Schuttfächern wieder aufgearbeitet.

Man könnte daran denken, aus den Kubaturen und der Gesteinsbeschaffenheit der Vorlandbildungen Schlüsse auf die Größe und den Bau der Orogene zu ziehen. Der Sprechende hat 1957 die Frage zu beantworten versucht, einem wie dicken Gesteinsmantel über den Schweizer Alpen die Kubatur der Molasse entspreche. Zur Beantwortung ist man auch heute auf sehr hypothetische Profile angewiesen. Im zentralschweizerischen Molasseland haben nur zwei Bohrungen die jurassische Unterlage erschlossen, die eine in 1302 m Tiefe bei Altishofen nordwestlich Luzern und die andere in 2690 m Tiefe bei Küsnacht-Zürich. Es ergeben sich daraufhin folgende approximative Annahmen. Die abgewickelte Breite der alpinen Falten und Decken kann im Grenzgebiet zwischen West- und Ostalpen mit ungefähr 600 km angenommen werden. Rechnen wir für die Molassezeit mit einem Zusammenschub auf halbe Breite, so betrug diese 300 km. Lag die Wasserscheide inmitten des Orogens, so war das Molasseeinzugsgebiet etwa 150 km breit. Holen wir aus diesem Gebirge die Kubatur der heutigen Molasse heraus, so entspricht dies einem gesamten mittleren Abtrag von ungefähr 1800 m.

Nach Ablagerung der Molasse erfolgte der letzte stärkere Zusammenschub. Während des Pliozäns wurden im schweizerischen Molassevorland keinerlei Sedimente abgesetzt. Die Kubaturen der quartären Ablagerungen entsprechen gleichmäßig ausgebreitet nur einem 10—20 m dicken Schleier. Ganz anders verlief die Morphogenese auf der Alpensüdseite. Hier war die Subsidenz von solcher Intensität, daß G. B. Dal Piaz (1959) an Verschluckungsvorgänge im Po-Gebiet dachte. Südlich unseres Alpensektors liegt die Unterfläche des Pliozäns weithin über 2500 m tief, die der Quartärunterfläche auf über 1500 m. Die von L. Luchetti u. a. A. (1959) für Pliozän- und Quartärablagerungen berechneten Kubaturen sind jede für sich von der gleichen Größenordnung wie die der schweizerischen Molasse. Wir ziehen daraus den Schluß, daß, während auf der Nordseite des Gebirges die Sedimentationsvorgänge auf ein Minimum reduziert waren, sich im Süden ein gewaltiger Schuttransport in das Po-Becken vollzog. Das nördliche Vorland erfuhr eine beträchtliche Hebung, während der Po-Senke die Rolle eines Subsidenztroges zukam. Wir schließen daraus auf eine Kippung oder Verbiegung des ganzen Gebirgsabschnittes um eine annähernd W—E-verlaufende Achse. Auch wenn wir voraussetzen, daß etwa die Hälfte des in der Po-Mulde abgelagerten Materials aus dem Apennin stamme, sehen wir uns vor die schwierige Frage gestellt, woher die enormen alpinen Abtragungsprodukte stammen und wie das Orogen damals aussah. Angesichts der Tatsache, daß nach heute gültiger Auffassung im Gebirge noch pliozäne Verebnungen und Talfurchenreste erhalten sind, fehlen uns jegliche Anhaltspunkte für die einstige Lage der abgetragenen Gebirgsteile. Sedimentpetrographische Untersuchungen der padanen Trogfüllungen könnten wohl eine gewisse Aufklärung bringen.

Es taucht schließlich in diesem Zusammenhange eine weitere Frage auf: Ist es möglich, daß in unserem Alpensektor alte, oligozäne und miozäne Talfurchen und Verflachungen die letzten Zusammenschübe ungestört überdauerten? Die Antwort muß ablehnend lauten, sie wären deformiert und zerstört worden.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Daß alle Darstellungen oligozäner und miozäner Flußläufe auf heutiger Topographie falsch sind, ist ebenso selbstverständlich. Diese Feststellungen stimmen mit späteren Thesen von Fr. Machatschek, A. Winkler u. a. A. betreffend alter Verebnungen und Talbodenreste des Alpeninnern überein. Die heutige Morphologie unseres Gebirgsabschnittes ist in der Hauptsache ein Erbe aus postmolassischer Zeit. So stellt uns auch die jüngste Geschichte unseres Orogens, wenn wir sie im Spiegel der Vorlandsedimentation betrachten, noch vor manches ungelöste Problem.

Literatur (Auswahl)

Cadisch, J.: Geologie der Schweizeralpen. 1. Aufl. Zürich 1934, 2. Aufl. Basel 1953.

Ellenberger, Fr.: Etude géologique du Pays de Vanoise. Mem. p. servir à l'expl. Carte géol. dét. de la France. Paris 1958.

Eugster, H.: Beitrag zur Tektonik der Engadiner Dolomiten. — Ecl. Geol. Helv. 52, 2. Basel 1960.

Hammer, W: Bemerkungen zu R. Staubs „Geologische Probleme um die Gebirge zwischen Engadin und Ortler". — Verh. Geol. B.-A., Wien 1938.

Hess, W.: Beiträge zur Geologie der südöstlichen Engadiner Dolomiten zwischen dem oberen Münstertal und der Valle di Fraele (Graubünden). — Ecl. Geol. Helv. 46, 1. Basel 1953.

Kober, L.: Bau und Entstehung der Alpen. 2. Aufl. Wien 1955.

Leupold, W.: Gemeinsame Einleitung zu den Exkursionen 92, 93 und 94 (Unterengadiner Dolomiten). — Geolog. Führer der Schweiz. Basel 1934.

Luchetti, L., Tedeschi, D., Pieri, M., e D'Agostino, O.: Relazione geologica e mineraria sulla Pianura Padana. — I giacimenti gassiferi dell'Europa occidentale. 2. Milano 1959.

Müller, G.: Beiträge zur Tektonik der Ötztaler Alpen. I. Teil, West-Teil. — Diss. Univ. Wien, 1953, Manuskript.

Dal Piaz, Gb.: Il bacino quaternario Polesano-Ferrarese e i suoi giacimenti gassiferi. — I giacimenti gassiferi dell'Europa occidentale. Milano 1959.

Pozzi, R., Giorcelli, A.: Memoria illustrativa della carta geologica della regione compresa fra Livigno ed il Passo dello Stelvio (Alpi Retiche). — Boll. Serv. Geol. d'Italia. 81, 1. Roma 1960.

Schmidegg, O.: Geologische Ergebnisse beim Bau des Wasserkraftwerkes Prutz—Imst der TIWAG (Tirol). — Jahrb. Geol. B.-A. 102, 3. Wien 1959.

Schmidt, W. J.: Die Schieferinseln am Ostrand der Zentralalpen. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 47, 1956.

Staub, R.: Geologische Probleme um die Gebirge zwischen Engadin und Ortler. — Denkschr. Schweiz. Naturforsch. Ges. 72. Zürich 1937.

—: Klippendecke und Zentralalpenbau. Beziehungen und Probleme. — Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz. N. F. 103. Bern 1958.

Tollmann, A.: Der Deckenbau der Ostalpen auf Grund der Neuuntersuchung des zentralalpinen Mesozoikums. — Mitt. Ges. Bergb. Stud. Wien, 10, Wien 1959.

Torricelli, G.: Geologie der Piz Lad-Piz Ajüz-Gruppe, Unterengadin. — Jahresber. Naturforsch. Ges. Graubündens, 85. Chur 1956.

Trümpy, R.: Paleotectonic evolution of the Central and Western Alps. — Bulletin Geol. Soc. of America. 71. 1960.

Über interglaziale Schotter bei Latschau (Montafon)

Von Otto Reithofer

Latschau liegt rund 3 km annähernd westsüdwestlich oberhalb von Schruns. Durch den Aushub für die Pfeiler einer Kanalbrücke und durch den Einschnitt für einen nach NW anschließenden Hangkanal, über welche das Wasser aus dem von Gaschurn in die Nähe von Latschau verlaufenden Freispiegelstollen in das Speicherbecken Latschau geleitet werden sollte, sind sehr bemerkenswerte einmalige Aufschlüsse entstanden. Die Kanalbrücke überquert ungefähr südlich des Gipfels des Kristakopfes in etwa N 34° W-Richtung die Schlucht des aus

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt

Jahr/Year: 1961

Band/Volume: 1961

Autor(en)/Author(s): Cadisch Joos

Artikel/Article: Geologie des Grenzgebietes zwischen West- und Ostalpen 115-124