

3.9. Die östlichen Zentralalpen (südlich der Hohen Tauern und östlich der Katschberg-Linie)

3.9.1. Begriffsbestimmung

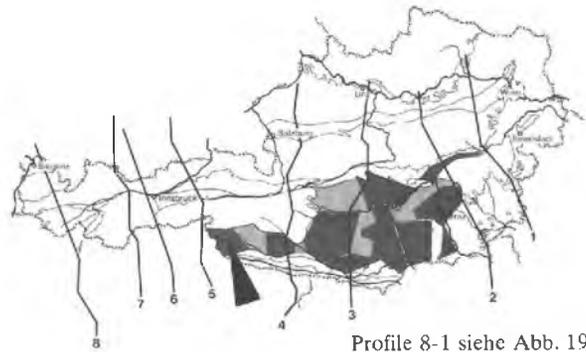
Die östlichen Zentralalpen bestehen im geographischen Sinn aus den Gebirgen östlich der Brennerlinie. Der geologische Begriff bezieht sich auf die Kristallinareale der ostalpinen Deckeneinheiten und auf deren fossilführende paläozoische, mesozoische und paläogene Auflagerungen. Er umfaßt folgende Landschaften: Deferegger Alpen, Schobergruppe, Kreuzeckgruppe, Goldeckgruppe, Gurktaler Alpen, Schladminger Tauern, Wölzer Tauern, Seckauer Tauern, das Kristallengebiet bei Villach, Saualpe, Koralpe, Stubalpe, Gleinalpe, Rennfeld, das Bergland um Graz und den Troiseck-Floningzug. Das Gailtalkristallin und die Grauwackenzone gehören ebenfalls dazu, werden aber in anderen Abschnitten besprochen. Die Definition schließt die penninisch-unterostalpinen Fenster aus.

Alle Einheiten der östlichen Zentralalpen sind metamorph, mit Ausnahme der Sedimente von Krappfeld, St. Paul und Kainach. Das Altkristallin ist sicher polymetamorph, die Grauwackenzone mit großer Wahrscheinlichkeit.

Die Beweise für eine kaledonische Metamorphose sind noch spärlich (vgl. Kapitel 1.1.), doch könnten ihr u. a. die Eklogite im Kor- und Saualpenkristallin zugeschrieben werden, vorausgesetzt, daß spätere retrograde Umwandlungen eindeutig variszisch sind. Während der variszischen Metamorphose wurden Bedingungen der Amphibolitfazies erreicht, doch kristallisierten große Komplexe nur in Grünschieferfazies oder sind anchimetamorph. Die alpidische Metamorphose war in den östlichen Zentralalpen ebenfalls unterschiedlich stark wirksam (Grünschiefer- bis Amphibolitfazies). Die Kenntnis über die Ausdehnung der Gebiete, die von ihr erfaßt worden sind, konnte anhand von radiometrischen Glimmerdaten wesentlich erweitert werden. Ihre Wirksamkeit war vielleicht oft nur eine thermische. Alpidische Gefügeprägungen lassen sich (derzeit) mitunter schwer von älteren abtrennen.

3.9.2. Die Deferegger Alpen

Von JULIAN PISTOTNIK



Profile 8-1 siehe Abb. 19

Die Deferegger Alpen zwischen der Rieserfernergruppe im Westen und dem Iseltal im Osten, im Süden durch das Pustertal, im Norden durch das Virgental begrenzt, gehören (mit Ausnahme eines schmalen penninisch-unterostalpinen Randstreifens an der Südseite des Virgentales) dem ostalpinen Kristallin (mit auflagerndem schwächer metamorphem Paläozoikum) südlich des Tauernfensters an. Während nach Westen

(Südtirol) und Osten (Schobergruppe) die Gesteinszüge weiterstreichen, ist gegen die nördlich anschließende Matreier Zone des Tauernfenster-Rahmens sowie im Süden durch die Periadriatische Naht (gegen südalpines Paläozoikum) und die Drautalstörung (gegen das Gailtalkristallin und die Lienzer Dolomiten) eine deutliche geologische Grenzziehung möglich.

Die Deferegger Alpen sind ein Hochgebirge

mit Graten und Spitzen, die bis über 3100 m aufsteigen (Keesegg 3173 m, Lasörling 3098 m, Weiße Spitze 2963 m, Gölbner 2943 m). Die reichlich vorhandenen Kare tragen Almen und nordseitig vielfach kleine Firn- oder Eisfeldreste. Bedingt durch die größere Widerstandsfähigkeit der Gesteine, ragt die aus jungem Tonalit bestehende Rieserferner-Gruppe stark vergletschert noch einige hundert Meter darüber hinaus (Hochgall 3436 m). Im Westen entwässern Antholzer und Gsieser Tal über Rienz zum Eisack, nach Osten Virgen- und Defereggental zur Drau. Mit Ausnahme des südlichsten Abschnittes zum Pustertal folgt dieser Wasserscheide die Grenze zwischen Süd- und Osttirol (Italien/Österreich) über den Hochgall und Staller Sattel zum Toblacher Pfannhorn und Markinkele.

Der interne Bau des morphologisch durch das Defereggental, das in seinem West-Ost-Verlauf der Deferegger Störung folgt, in eine Nord- und Südkette gegliederten Gebirges zeigt im Norden eine Glimmerschiefer-Paragneisserie, die die Matreier Zone tektonisch überlagert. In ihrem Südteil ist jungalpidisch der Rieserferner Tonalit intrudiert. Südlich des Defereggentales folgt eine Paragneiszone mit Orthogneis- und (Eklogit-) Amphiboliteinschaltungen, in der lokal zentralalpine Triasreste tektonisch eingeklemmt vorliegen. Im südlichsten Abschnitt gegen das Pustertal wird diese Paragneiszone durch die (wahrscheinlich paläozoischen) Thurntaler Phyllite überlagert.

Die nördliche *Glimmerschiefer-Paragneisserie* besteht in ihren nördlichsten, liegenden Anteilen vorwiegend aus Zweiglimmerschiefern mit Übergängen in Paragneis, die lagige Einschaltungen von meist geringmächtigen Granit- und Augengneisen sowie Amphiboliten aufweisen. Im Randbereich gegen die überschobene Matreier Zone ist Verschuppung mit dieser und damit verbundene Phyllonitierung zwar nicht allgemein, lokal aber häufig vorhanden. Der mittlere Abschnitt der Serie wird von relativ eintönigen, granatführenden Hellglimmerschiefern gebildet. Darüber folgen weiter südlich mit Übergängen Zweiglimmerschiefer, biotitreiche Paragneise und Biotitschiefer, die reichlich Amphibolite, Marmore und Quarzite sowie (vermutlich paläozoische, R. A. CLIFF & D. C. REX, 1976) Pegmatite enthalten.

Die letztgenannte biotitreiche Folge bildet die Hüllserie des in die Deferegger Alpen reichenden Ostausläufers des *Tonalits* (bis Granodiorits) der Rieserfernergruppe. Dieser jungalpidisch eingedrungene, richtungslos mittelkörnige Plutonit, der den Periadriatischen Intrusiva zugezählt wird, setzt sich aus den wesentlichen Gemengteilen Quarz, zonarem Plagioklas (Kern bis 80%,

Rand 35–25% An), Alkalifeldspat, Biotit und Hornblende zusammen. Eine Gesamtgesteins-Isochrone (Rb/Sr) ergab ein Alter von 30 Mio. J. (Oligozän), Abkühlungsalter von Biotiten (Rb/Sr und K/Ar) schwanken zwischen 16 und 32 Mio. J. (S. BORSI et al., 1973; R. A. CLIFF & D. C. REX, 1976; F. P. SASSI et al., 1977). Neben der Aufnahme von Gesteinsschollen aus der Nachbarschaft in den Intrusionskörper bewirkte der Tonalit in den Nebengesteinen einen Kontaktmetamorphosehof mit Hornfels- bis Kinzigitbildung, in dem u. a. Sillimanit, Cordierit, Wollastonit, Andalusit, Grossular, Diopsid, Zoisit und Epidot als Kontaktminerale auftreten (W. SENARCLENS-GRANCY, 1965). Im Zusammenhang mit der Intrusion steht eine reiche, aplitische bis porphyritische Ganggefölschaft, die sowohl den Tonalit selbst als auch das umgebende Kristallin durchschlägt.

Die südliche *Paragneiszone* wird im Norden von Antholz/Anterselva über den Staller Sattel bis St. Veit durch die Deferegger Störung gegen den Tonalit und seine Hüllserie abgegrenzt; von St. Veit verläuft die Grenze als Überschiebung über die (nördliche) Glimmerschiefer-Paragneisserie gegen Ost-südosten in das untere Iseltal bei Ainet nordwestlich Lienz und weiter in die anschließende Schobergruppe. Die Hauptmasse der Paragneiszone bilden Biotit-Plagioklas-Gneise bis Glimmerschiefer mit Staurolith, Granat, Disthen und stellenweise Sillimanit. Darin eingelagert treten Marmore, Amphibolite und Eklogite (vergleichbar der südlichen Schobergruppe) sowie Granit- und Augengneiszüge (die auf Südtiroler Seite große Ausdehnung aufweisen) auf. Charakteristisch für diese Paragneiszone ist der Großfaltenbau um mehr oder weniger senkrecht stehende Achsen (Schlingentektonik), der nach der ersten Metamorphose und unter Einbeziehung der Orthogneise erfolgte (O. SCHMIDEGG, 1936, 1937). Radiometrische Datierungen (Rb/Sr) ergaben für die erste Metamorphose mit Staurolith-, Disthen- und Sillimanitbildung 497 ± 38 Mio. J., für die Orthogneise Gesamtgesteinsalter von 434 ± 4 Mio. J., also kaledonische Alterswerte. Datierungen an Biotiten weisen mit Werten um 300 Mio. J. (Rb/Sr) und 224–257 Mio. J. (K/Ar) auf die Abkühlung nach einer variszischen Metamorphose hin (S. BORSI et al., 1973; R. A. CLIFF & D. C. REX, 1977), während jüngere (alpidische) Alterswerte in der südlichen Paragneiszone fehlen.

Im Bereich dieser Zone treten bei Kalkstein und am Staller Sattel *Permotrias*-Reste auf (vgl. Abb. 93, 113), die an steilen tektonischen Trennflächen eingeklemmt vorliegen („Kalksteiner Trias“). Die aus den einzelnen Vorkommen rekonstruierbare Abfolge umfaßt Konglomerate

und Sandsteine (Alpiner Verrucano), Quarzite, Rauhacken, Bänderkalke und -dolomite sowie fossilführende (Algen) Dolomite des Anis und entspricht in ihrem zentralalpinen Charakter den weiter westlich in Südtirol gelegenen Triasvorkommen der Ötztaldecke (z. B. Mauls/Mules – Stilfes/Stilves).

Im Hangenden der Paragneiszone folgen die *Thurntaler Phyllite*, die den südlichsten Abschnitt der Deferegger Alpen einnehmen. Ihre Nordgrenze zieht von nördlich Toblach/Dobbiaco über Innervillgraten, Gabesitten und die Berge nördlich des Pustertales bis Lienz; bei Leisach tauchen an ihrem sonst durch Störungen gebildeten Südrand noch Orthogneise des Untergrundes fensterartig auf. Die Überlagerung der Paragneiszone durch den Thurntaler Komplex wurde vielfach als transgressiv gedeutet (zuletzt F. P. SASSI & A. ZANFERRARI, 1972), jüngste Untersuchungen durch H. HEINISCH & K. SCHMIDT (1976) weisen jedoch die Grenze als tektonisch aus, da im Kontaktbereich eine breite Diaphthorosezone vorhanden ist und die Komponenten der Transgressionskonglomerate früherer Autoren als zerscherzte Quarzlagen interpretiert werden. Der Gesteinsbestand des Thurntaler Komplexes, der eingestuften Paläozoikumsvorkommen der Ostalpen durchaus ähnlich ist, umfaßt neben den dominierenden Quarzphylliten Quarzite, Grünschiefer (teilweise Prasinite tholeiitischer Zusammensetzung) als Abkömmlinge basischer und Porphyroide als Derivate saurer Vulkanite. Nach F. P. SASSI et al. (1972, 1977) läßt der aus Helliglimmeruntersuchungen abgeleitete Niederdruckcharakter der metamorphen Prägnung diese als variszisch erkennen, da sowohl die kaledonische Metamorphose (der unterlagernden Paragneiszone) als auch die alpidische (in anderen Gebieten) durch höhere Druckbedingungen gekennzeichnet ist.

Die *tektonischen* Verhältnisse im Bereich der Deferegger Alpen sind in der alpidisch der Matriker Zone des Tauernfensters überschobenen nördlichen Glimmerschiefer-Paragneisserie durch weitgehende Gleichschichtung im Grenzbereich und allgemein steiles Südfallen mit Faltenbau um West-Ost-Achsen gekennzeichnet. Im südlichen Abschnitt der Nordeinheit bildet der Rieserferner Tonalit den Kern einer West-Ost streichenden antiklinalen Wölbung, die vor allem im Ostteil gegen Norden geneigt ist und eine spätalpidische nordvergente Einspannung anzeigt, der noch eine West-Ost orientierte Beanspruchung (B. HENRY, 1975) folgte. Der Tonalit und die nördliche Glimmerschiefer-Paragneisserie werden vom Westen bis St. Veit durch die WSW-

ENE verlaufende Deferegger Störung von der südlichen Paragneiszone getrennt. Von St. Veit gegen Osten weicht die Grenze von der Störung (die bei St. Veit das ausdünnende Ostende des Tonalits versetzt und in die Glimmerschiefer-Paragneisserie läuft) gegen Ost-südost ab und setzt sich als steilstehende Überschiebung in die Schobergruppe fort. Der Bau der südlichen Paragneiszone ist durch Schlingentektonik gekennzeichnet, die jünger als die von ihr erfaßten (kaledonischen) Orthogneise sein muß und für die im Vergleich zum Schlingenbau im Ötztalkristallin frühvariszisches Alter wahrscheinlich ist. Die Permotrias von Kalkstein durchzieht die Schlingen geradlinig (O. SCHMIDEGG, 1937), ist jedoch für eine genauere zeitliche Einengung nicht aussagekräftig, da sie an einer Parallelstörung zur Deferegger Störung – in deren Verlauf (Staller Sattel) ebenfalls lokale Einklemmungen von Permotrias auftreten – tektonisch eingeschaltet ist. Das hangendste Element der Deferegger Alpen stellt der Thurntaler Phyllitkomplex dar, der nun als über das Kristallin überschobene Einheit (mit teilweise überkippter, NW-fallender Grenzfläche) angesehen wird und ein Synklinorium um flachliegende West-Ost-Achsen bildet. Die zeitliche Einordnung mancher tektonischer Erscheinungen in den Deferegger Alpen ist vorläufig noch nicht gesichert. Für die Überschiebung der südlichen Paragneiszone auf die Glimmerschiefer-Paragneisserie vermutet A. TOLLMANN (1977) variszisches Alter und einen Zusammenhang mit der schwächeren Metamorphose (Glimmeralter um 300 Mio. J.), die die ursprünglich hochmetamorphe Paragneiszone betraf. Für die Überschiebung des Thurntaler Komplexes kommt variszisches oder alpidisches Alter in Betracht (H. HEINISCH & K. SCHMIDT, 1976), wobei unter Annahme des letzteren statt einer mittelostalpinen auch eine oberostalpine Position sensu A. TOLLMANN (1959) möglich wäre. Auffällig ist die Verteilung der absoluten Alterswerte, aus der sich eine deutliche Grenze zwischen Blöcken unterschiedlicher Metamorphosegeschichte mit der Deferegger Störung zu erkennen ergibt. Nach bisheriger Kenntnis sind alpidische Daten nur in der nördlichen Einheit vorhanden, während im Südteil als jüngste Glimmer-Abkühlungsalter nur variszische Werte gemessen wurden.

Literatur: BORSI S. et al. 1973; CLIFF R. A. & REX D. C. 1976; EXNER CH. 1976; HEINISCH H. & SCHMIDT K. 1976; HENRY B. 1975; KARI F. 1959; PURTSCHPELLER F. & SASSI F. P. 1975; SASSI F. P. & ZANFERRARI A. 1972, 1973; SASSI F. P. et al. 1974, 1977; SCHMIDEGG O. 1936, 1937; SENARCIENS-GRANCY W. 1965; TOLLMANN A. 1959, 1963 a, 1977 b.