

Di I ein. Ctd I wächst (erhalten als Ga Ia-Einschluß), verschwindet aber unter steigenden p/T-Bedingungen zugunsten von Stau I. Das zweite Stadium von K₂ ist gekennzeichnet durch die Temperaturanpassung der Gesteine an die Tiefenlage. Es entsteht Ga Ib als letzte variszische Ga-Wachstumszone.

Prä- bis synmetamorph bezüglich K₂ erfolgen erhebliche Deformationen (D₂). Interngefüge von Blasten (Ga I, Stau I) und heute überprägt vorliegende B₂-Isoklinalfalten belegen das. Die entstehenden Lineare zeigen NW-SE-Ausrichtung. Das Gefüge rekristallisiert syn-K₂ vollständig.

Der gesamte Gesteinsstapel von den Gneisen im Liegenden bis zu den schwach metamorphen Tonschiefern im Hangenden wird vermutlich schon variszisch gemeinsam metamorphisiert. Der thermische Höhepunkt von K₂ wird im schwach metamorphen Paläozoikum mit der Bildung von Bi I und Akt, in den Phylliten mit Hbl I und Ga I und in Glimmerschiefern und Gneisen mit Stau I und Di I erreicht.

Die letzte Metamorphose K₃ konnte schon von Morauf 1981, 1982 für die S-Saualpe als kretazisch und amphibolitfazial belegt werden.

Im Zuge der aufsteigenden alpinen Metamorphose erfolgen kräftige Deformationen (D₃) im Gestein. Anfängliche randliche Serzitisierung (und Umwandlung in Ctd) von Stau I und Chloritisierung oder Biotitisierung von Ga I führen unter prograden Metamorphosebedingungen zuerst zur Bildung von Ctd II, Mu II und Bi II und dann zur Entstehung von Di II und einer neuen Granat-Generation (Ga II). Dieser jüngste syn-metamorph sprossende Ga II, kann, gestützt auf detaillierte chemische Ga-Analysen, mit der syn- bis posttektonisch gewachsenen „Ga II/III“-Generation des Plattengneishorizontes in der Koralpe (WIMMER-FREY, 1984) korreliert werden.

Syndeformativ bezüglich D₃ rekristallisieren bei Überschreitung von etwa 500°C auch die Fsp. Das bis dahin zumindest noch teilweise starr reagierende Gefüge (offene NW-vergente Faltung im Hangenden) zeigt nun plastische Deformation. Es bilden sich neben Qu-Stengelung, Mu II-, Bi II-, Turm-, Akt- und/oder Hbl-Streckung (str₃) auch gleichorientierte isoklinale, ins s₃ eingeschichtete Falten (B₃) mit WNW-ESE gerichteten Achsen. In der S-Saualpe entsteht schließlich noch Stau II, der gemeinsam mit Ga II die synmetamorph ablaufende Deformation D₃ in den Glimmerschiefern der S-Saualpe überdauert.

Der Metamorphosehöhepunkt wird in der Saualpe in den Gneisen bei über 600°C, in den Glimmerschiefern bei etwa 600°C (Stau II), im Liegendsten der Phyllit-Gruppe bei 530°C (Hbl II, Ga II) und im schwach metamorphen Paläozoikum des Klagenfurter Beckens mit etwa 350°C erreicht. Für diesen schwächst metamorphen

Profilabschnitt wurden geringfügig alpin beeinflusste variszische K/Ar-Hgl-Alter von 276 ± 14 my ermittelt. Es fehlt somit im höchsten Profilabschnitt alpine Glimmerneubildung. Für die tieferen Gesteinseinheiten der Phyllit-Gruppe wurden 86 ± 5 my bestimmt, also Daten, die, als alpine Abkühlalter gewertet (Glimmerrekristallisation), mit jenen für Glimmerschiefer- und Gneis-Gruppe (MORAUF, 1981, 1982) übereinstimmen.

Der thermische Höhepunkt ist im Gerlitzten-Profil im Liegenden der Glimmerschiefer bei etwa 570°C, im Grenzbereich zwischen Glimmerschiefern und Phylliten (Quarzithorizont) bei etwa 500°C und am Gerlitzten-Gipfel bei etwa 350°C erreicht. Geochronologische Daten ergaben hier im Hangendsten ebenfalls verjüngte variszische K/Ar-Alter (225 ± 11my) an Hgl.

Die syn-kristallin ablaufende gefügeprägende Deformation D₃ war in der Saualpe vor dem Kristallisationshöhepunkt (Ga II und Stau II sind idiomorph begrenzt und das s₁ geht ins s₆ über) zum Stillstand gekommen. Für die Gerlitzten ist dies auf Grund nachfolgender retrograder Bedingungen nicht feststellbar. D₃ führte zu enormen aber gleichmäßigen Mächtigkeitsreduktionen des gesamten Profils (thermischer Gradient 30°C/100 m in den Glimmerschiefern der S-Saualpe, 15°C/100 m im Gerlitztenprofil). Nur in wenigen, zum Hangenden hin seltener werdenden Horizonten, die durch lithologische Wechsel und/oder kritische Temperaturbereiche (etwa 300°C – Qu- und Gl-Rekristallisation, etwa 500°C – Fsp-Rekristallisation) während der aufsteigenden alpinen Metamorphose gekennzeichnet sind, ergeben sich noch weiter erhöhte Deformationsraten. Solche bevorzugte D₃-Bewegungsbahnen sind in der S-Saualpe etwa die Grenze Glimmerschiefer-/Phyllit-Gruppe (alpinen Temperatursprung etwa 30°C) oder im Gerlitzten-Profil der Quarzit-Horizont ebenfalls im Grenzbereich zwischen Glimmerschiefern und Phylliten.

Während der ausklingenden alpinen Metamorphose wird das Gestein noch einmal deformiert (D₄). Die niedriger werdenden p/T-Bedingungen lassen anfangs (zwischen 500°C und 300°C) noch stauchende offene Fältelung mit NE-SW streichenden Achsen zu (B₄). Im Liegenden rekristallisieren die Glimmer, und Ga II biotisiert und/oder chloritisiert randlich. Weiter ins Hangende (im Bereich und unterhalb der Qu-Rekristallisationstemperatur) reagiert das Gestein spröde und bruchhaft. Späte Dehnungen führen zu E bis S abscherenden Flächen (s₅), die das bestehende s zerscheren und flachwellig verbiegen. Großräumige Einengungsvorgänge (B₆-Falten, „Saualpen-Südrand-Flexur“) verstellen auch dieses Gefüge noch einmal, sodaß uneinheitliche Verzerrungen der B₄-Faltung entstehen.

Danach wird das Gebirge noch von jungalpiner Bruchtektonik erfaßt (D₇), die ausgeprägte Störungssysteme bedingt.

Die strukturelle Entwicklung des Gleinalm/Rennfeldkristallins

F. NEUBAUER, Institut für Geologie und Paläontologie der Karl-Franzens-Universität, A-8010 Graz.

Das Gleinalm/Rennfeldkristallin besteht aus mehreren übereinanderliegenden lithologischen Komplexen unterschiedlicher geodynamischer Bedeutung. Diese Komplexe bilden in der Gleinalm eine breite ENE strei-

chende Antiform mit nördlich anschließender Synform (BECKER, 1981). Man unterscheidet die Kernkomplexe (Plagioklasgneis- und Vulkanogener Komplex), den Augengneis, den Speik-Komplex und den Glimmerschie-

fer-Marmor-Komplex. Detaillierte lithologische Untersuchungen zeigen, daß das nördlich anschließende Rennfeld-Mugel-Kristallin zwar generell den Kernkomplexen zuzuordnen ist, im Detail aber tiefere strukturelle Niveaus auftreten als in der Gleinalpe. Eine Blattverschiebung (Eiwegg-Trasattel-Linie) trennt beide Einheiten. Der Verschiebungsbeitrag muß mindestens mehrere Zehnerkilometer betragen.

Die Kernkomplexe sind von einer amphibolitfaziellen Metamorphose geprägt. Synkinematische Granatintergefüge sprechen für eine begleitende nonkoaxiale Verformung. Die prägende Schieferung der Paragesteine wird von diskordanten Leukosomen abgeschnitten, die im Zusammenhang mit Anatexiten stehen.

Die Kern-Komplexe werden vom Speik-Komplex, einem unvollständigen Ophiolith, in Form einer großräumigen Decke überlagert. Dem Verlauf dieser Fuge folgt ein Augengneis, für den zuletzt ein rhyolitisch-vulkanisches Ausgangsgestein favorisiert wurde (HERITSCH & TEICH, 1976). Mehrere Argumente sprechen gegen diese Deutung: Zahlreiche Pegmatitlinsen im und an den Rändern des Augengneises, der laterale Übergang in Anatexite, der Einschluß von verschiedenen Nebengesteinsschollen (Amphibolit, Paragneis, Eklogitamphibolit), das Auftreten von Augengneisen auch in höheren Niveaus und schließlich das tektonische Gefügeinventar. Letzteres ist geprägt von Schergefügen. S-c-Gefüge und Scherbänder bei subhorizontaler Lineation weisen auf sinistrale Scherverformung mit hohen Verformungswerten.

Der Speik-Komplex ist geprägt von straffer subhorizontaler Amphibolregelung parallel zum Streichen (ENE–WSW) und uniaxialer Extension von Plagioklas-Altkörnern unter Bildung von Oligoklasrekristalliten. Als ältere Relikte werden Granatamphibolitboudins und ein Eklogitamphibolitkörper im Augengneis und in den hangenden Kernkomplexen dem Speik-Komplex zugerechnet.

Die Gesteine des Glimmerschiefer-Marmor-Komplexes lassen mindestens zwei Isoklinalfaltungsphasen unter amphibolitfaziellen Bedingungen erkennen. Die prägende Schieferung ist als Achsenflächenschieferung aufzufassen. Pegmatite intrudieren diskordant zur prägenden Schieferung bevorzugt in die Faltenscheitel der Marmorzüge.

Verschiedene geochronologische Daten (FRANK et al., 1983 cum lit.) sprechen für ein frühvariszisches (unterkarbonisches) Alter der Hauptmetamorphose in allen Komplexen, unmittelbar gefolgt von den Intrusionen (Augengneis als porphyrischer Granit, Pegmatite).

Alle Komplexe werden von einer nonkoaxialen Deformation unter grünschieferfaziellen Bedingungen erfaßt, deren Lineation eine ähnliche räumliche Lage einnimmt wie die der älteren amphibolitfaziellen Deformation. Besonders im Südtail sind sinistrale Schergefüge ausgeprägt. Mehrere Blattverschiebungen (Eiwegg-Trasattel-Linie, Trofaiach-Linie und zahlreiche Begleitstörungen) zeigen sinistrale Verschiebungen an und führen die grünschieferfazielle Bewegung fort.

Die Kinematik des Deckenbaus im Kristallin der Koralpe während der alpidischen Orogenese

A. KROHE, Institut für Geologie der Universität, D-7500 Karlsruhe.

Im Bereich der Koralpe, Stub-/Gleinalpe liegt das mittelgradig metamorphe Paläozoikum der Stub-/Gleinalpserien tektonisch unter höher metamorphen Paragneisen und Eklogiten der Koralmserie (Protolith Kambrium oder älter?). Die Hauptüberschiebungsfäche liegt unterhalb der Glimmerschieferserie innerhalb der Stub-/Gleinalpe (Rappoldserie). Über der Koralmserie treten weitere metamorphe Glimmerschiefer auf, die eine ähnliche Kristallisationsgeschichte wie die unterlagernden Glimmerschiefererien der Stub-/Gleinalpe (Gradener Serie, Glimmerschiefergruppe im S) haben. Das Grazer Paläozoikum ist die höchste Einheit und besteht aus niedriggradigen Metasedimenten. Die voralpine Metamorphosegeschichte der Koralmserie ist durch eine Hochtemperatur/Niederdruckmetamorphose ($\text{And} \pm \text{Sill} + \text{Kfsp} + \text{Plag} + \text{Bi}$, der Stabilitätsbereich der Paragenese $\text{Mu} + \text{Qz}$ wurde überschritten) und darauffolgender Barrow-Metamorphose gekennzeichnet ($\text{Ky} + \text{Mu} + \text{Qz} + \text{Plag} + \text{Kfsp}$). Die Glimmerschiefererien weisen keine soweit zurückreichende Metamorphosegeschichte auf, hier ist die Mineralvergesellschaftung $\text{Ky} + \text{Mu} + \text{Stau} + \text{Qz} + \text{Grt} + \text{Plag}$. Der Stabilitätsbereich der Paragenese $\text{Stau} + \text{Mu} + \text{Qz}$ wird am Kontakt der Glimmerschiefererien zur Koralmserie überschritten. Im N der Koralmserie im Kontaktbereich zur Rappoldserie ist das Metamorphoseprofil der voralpinen Metamorphose invertiert.

Kretazische Rb/Sr-Muskovit-Abkühlalter (Blockingtemperatur 500°C) im größten Teil der Koralpe und in einigen Bereichen der Stub-/Gleinalpserien deuten auf eine sehr hohe kretazische Metamorphose in diesen Gebieten hin. Rb/Sr-Muskovit-Mischalter, die zusammen mit kretazischen K/Ar- und Rb/Sr-Biotitaltern unterhalb des Grazer Paläozoikums und einigen Teilen der Stub- und Gleinalpe auftreten, deuten auf Temperaturen zwischen 300° und 500°C zu kretazischer Zeit in diesen Bereichen hin.

Es wurde eine Dritte Kristallisationsphase ausgeschieden – ebenfalls eine Barrow-Metamorphose – die mit der Temperaturverteilung der kretazischen Metamorphose zu korrelieren scheint (Neubildung von Grt II und III, Stau II, Glimmerblastese und intensiver Rekristallisation aller Komponenten.) Diese Kristallisationsphase ist ebenfalls mit einer intensiven Strukturprägung verbunden, die ein älteres Gefüge überprägt. Auf der Strukturkarte werden dazu unterschieden:

- NE–SW streichende NW vergente Falten mit Amplituden im cm-Bereich und nur schwacher Rekristallisation von Quarz und Glimmer im Faltenkern. Verbreitet in Glimmerschiefererien unterhalb der Koralmserie (Rappoldserie).
- E–W (selten N–S) streichende Krenulationen mit intensiver Mineralblastese und/oder Rekristallisation.