

4.4. Periadriatische Intrusiva

Ganggesteine, die dem Periadriatischen Magmatismus zugerechnet werden können, finden sich in der Goldeck- und Kreuzeckgruppe. Vom Gebiet des Kartenblattes wurden bisher zwei unterschiedliche Typen beschrieben, welche beide in Form von dezimeter- bis wenige Meter mächtigen und zumeist nur über kurze Strecken verfolgbaren Gängen auftreten. Einerseits finden sich Tonalite bis Granodiorite mit kalkalkalischer Signatur, auf der anderen Seite sind alkalibasaltische Lamprophyre vorhanden. K-Ar-Datierungen von Hornblende ergaben Alter von 28–32 Ma (DEUTSCH, 1984). Beide Typen von Ganggesteinen sind bisweilen stark alteriert.

5. Geologische Entwicklungsgeschichte

5.1. Präkambrische und paläozoische Entwicklung

Im jüngsten Präkambrium und bis ins Ordovizium (600–440 Ma) lagen das heutige Ostalpin und Subpenninikum am Rand des Gondwana-Kontinentes in einer Position weit südlich des Äquators (STAMPFLI & BOREL, 2004). Zu dieser Zeit kam es zur Ablagerung klastischer Sedimente, welche uns heute als monotone Paragneise und Glimmerschiefer entgegentreten (Teile des Prijakt-Polinik-, Millstatt-, Bundschuh-Priedröf-, Kareck-, Storz-, Reißbeck-Komplexes). In den Metasedimenten finden sich verschiedene magmatogene Gesteine wie z.B. die Bundschuh-Orthogneise der Bundschuh-Decke, welche um 470 Ma (mittleres Ordovizium [KLÖTZLI, pers. Mitt.]) als Granite intrudierten.

Im Silur wurden das Ostalpin und Subpenninikum als Teile des Hun-Superterranes von Gondwana abgespalten und drifteten langsam nordwärts. Bedingt durch Prozesse im Zuge der Abspaltung und die Lage an einem aktiven Kontinentalrand über einer Subduktionszone kam es zu intensiver magmatischer Tätigkeit. Basaltische Magmatite finden sich als Grünschiefer und Amphibolite in verschiedenen Einheiten (z.B. im Goldeck-, Gaugen-, Radenthein-, Storz-Komplex). Im Zuge der Nordbewegung gelangte das Ostalpin in eine äquatornahe Position, wodurch die Karbonatproduktion begünstigt wurde. Davon zeugen die mächtigen Marmoreinschaltungen des Goldeck- und Gaugen-Komplexes, welche nach Sr-Isotopendaten im Silur und Devon abgelagert wurden.

Im unteren Karbon (ca. 350 Ma) wurden im Bereich des heutigen Subpenninikums noch klastische, wahrscheinlich flyschoide Sedimente abgelagert (Draxel-Komplex). Das wesentliche Ereignis ist jedoch die Kollision des Hun-Superterranes mit Laurussia. Im Zuge dieses variszischen Ereignisses kam es im Bereich des heutigen Subpenninikums zu intensivem Plutonismus (340–320 Ma), welcher heute in Form verschiedener Granitoide und Orthogneise (Zentralgneise) in Erscheinung tritt. Die Umgebungsgesteine wurden dabei in unterschiedlichem Maße migmatisiert und von Gängen durchschlagen. Die meisten ostalpinen Einheiten erlebten eine amphibolitfazielle Metamorphoseprägung, welche im Gaugen-, Bundschuh-Priedröf und Millstatt-Komplex durch das Auftreten von Stauroolith und Granat belegt ist. Der Radenthein- und Goldeck-Komplex verblieben hingegen in einem höheren tektonischen Niveau und erlebten lediglich eine grünschieferfazielle Metamorphose. Ar-Ar-Muskovitalter (Abkühlalter unter 400°C) der variszischen Metamorphose liegen im Gaugen-Komplex bei etwa 315 Ma, und im Goldeck-Komplex um 320 Ma. Diese von der damaligen Erdoberfläche in die Tiefe fortschreitende Abkühlung ist ein Indiz dafür, dass die heutige Abfolge der Einheiten im Prinzip schon zu dieser Zeit vorhanden war und die Platznahme des Goldeck-Komplexes auf dem Gaugen-Komplex bereits präalpidisch stattfand. In intramontanen Becken kam es bereits ab dem Oberkarbon zur Ablagerung klastischer Sedimente. Derartige Ablagerungen bauen in metamorpher Form die Murtörl-Formation der Subpenninischen Decken auf.

Ab dem unteren Perm (ca. 290 Ma) kam es entlang des Südrandes des Variszischen Orogens zu einer Dehnung der Lithosphäre (SCHUSTER et al., 2001). Dadurch bedingt war ein hoher Wärmefluss, der sich in den zu dieser Zeit in einem tiefen Krustenniveau befindlichen Einheiten in einer Hochtemperatur/Niederdruck-Metamorphose äußert. Mineralrelikte und textuelle Relikte dieser Metamorphose sind im Millstatt-Komplex erhalten. Weiters kam es zur Bildung von Pegmatoiden, die im Prijakt-Polinik- und Millstatt-Komplex heute als Pegmatitgneise vorliegen. Auf der anderen Seite bildeten Teile des heutigen Unterostalpins, der Goldeck-Komplex, der Bundschuh-Priedröf-Komplex und das Subpenninikum die Erdoberfläche, auf der im Perm klastische Sedimente abgelagert wurden (z.B. Wustkogel-Formation, Alpiner Verrucano).

5.2. Mesozoische Entwicklung

In der Mitteltrias (ca. 240 Ma) öffnete sich der Meliata-Ozean und nahm ab diesem Zeitpunkt die Dehnung der Lithosphäre auf. Das Ostalpin bildete fortan den nordwestlichen Schelf dieses Ozeans, während das Subpenninikum weiter entfernt im Nordwesten lag. Die Lithosphäre begann abzukühlen und die Oberfläche senkte sich auf Grund der Dichtezunahme langsam ab. Die kontinuierliche Absenkung wurde im Bereich des Ostalpins durch die Sedimentation von größtenteils flachmarinen Karbonatsedimenten ausgeglichen, welche bis über 3000 m Mächtigkeit erreichten. Diese bilden z.B. das Mesozoikum des Drauzuges oder das Stangalm-Mesozoikum auf den angrenzenden Kartenblättern. Sukzessive wurden auch weitere Teile des Subpenninikums transgrediert, wobei die Sedimentmächtigkeiten hier deutlich geringer sind und bisweilen nur wenige Zehnermeter betragen (z.B. Seidlwinkl-Formation).

Auch im Jura hielt das Dehnungsregime an. Schließlich kam es vor ca. 160 bis 170 Millionen Jahren zur Bildung des penninischen Ozeanbeckens, das letztlich die Apulische Platte (inklusive dem heutigen Ostalpin) vom „helvetisch-europäischen Schelf“ (inklusive dem heutigen Subpenninikum) abtrennte. Dies ereignete sich gleichzeitig, mit der „Öffnung des Mittelatlantiks“, zwischen Afrika und Nordamerika, dessen Nordrand durch eine Transform-Zone zwischen Süds Spanien und Maghreb mit dem Südrand des Penninischen Ozeans verbunden war (Abb. 4A). Zwei geotektonische Phasen kennzeichneten diese Entwicklung:

- 1) das vor-ozeanische Rifting und
- 2) die Bildung neuer ozeanischer Kruste durch Seafloor-spreading an einem mittelozeanischen Rücken.

Die erste Phase setzte im Lias, möglicherweise aber schon in der obersten Trias ein. Im Bereich des heutigen Südalpins und Ostalpins bildeten sich dabei durch N–S-verlaufende Brüche begrenzte Schwellen und Becken aus. Im unteren Dogger wurden die Dehnungen im Bereich des oberen Mantels intensiver. Dies führte vor allem im Bereich des heutigen Unterostalpins zur Bildung zahlreicher listrischer Brüche, die sich nach unten in flache Abschiebungen fortsetzten (TRÜMPY, 1975; FROITZHEIM & MANATSCHAL, 1996). Die kontinentale Kruste wurde dadurch in große gekippte Schollen zerlegt. Dabei kamen vor allem Brekzien und Turbidite zur Ablagerung. Diese „Synrift-Sedimente“ sind in den Tarntaler Bergen, in den Radstädter Tauern und in der Matreier Zone (HÄUSLER, 1988) typisch und besonders prächtig entwickelt.

Der Übergang vom Rifting zum Seafloor-spreading vollzog sich durch weitere Dehnung der Lithosphäre, wobei die Kruste aufriss und der subkontinentale Mantel an einer flach gegen Süden fallenden Abschiebung exhumiert wurde. So entstand eine mehrere Zehnerkilometer breite Zone von freigelegtem, serpentiniertem, subkontinentalem Mantelmaterial als initialer Ozeanboden. Darauf wurden Tiefseesedimente in Form von Radiolariten (unter der CCD) und Aptychenkalken abgelagert. Wie wir heute aus vielen Profilen wissen, lagern die Radiolarite oftmals direkt über Ophikalziten des zuvor beschriebenen serpentinierten

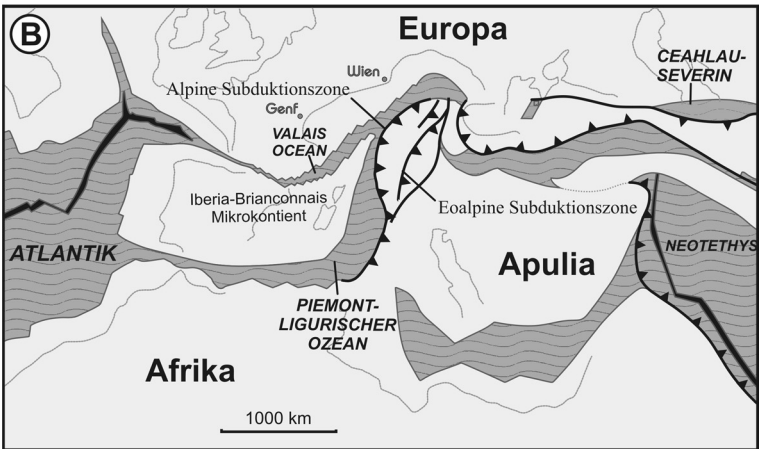
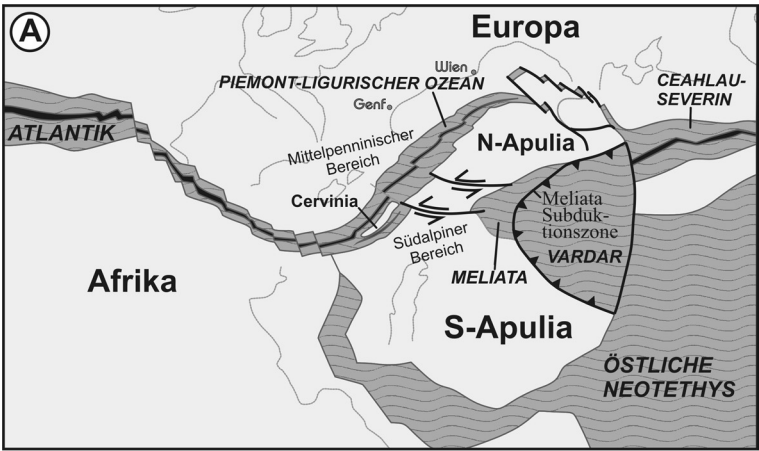


Abb. 4.
Paleogeographische Karten des Alpenraumes für den Jura (A; Oxford, ca. 160 Ma) und die Mittlere Kreide (B; Santon ca. 85 Ma).
Verändert nach SCHMID et al. (2004).

Mantels. Somit herrschten im Penninikum ab dem späteren Mitteljura tiefmarine Bedingungen.

Gegen Ende des mittleren Jura wurde das Rifting schwächer oder setzte ganz aus. Durch den aufsteigenden astenosphärischen Mantel kam es in weiterer Folge zur Ausbildung eines mittelozeanischen Rückens, wo durch Seafloor-spreading ozeanische Kruste in Form von Ophioliten gebildet wurde. Dieser Prozess bedingte die allmähliche Verbreiterung des Ozeanbeckens.

Auf dem heutigen Subpenninikum, welches den nördlichen Schelf des Ozeans bildete, wurden im Oberjura karbonatische Flachwassersedimente abgelagert, welche uns auf dem Kartenblatt als Silbereckmarmor entgegnetreten.

Im Mittel- und Oberjura war der südliche Teil des Ostalpins vermutlich von sinistraler Seitenverschiebungstektonik betroffen. Dadurch verschwanden der Meliata-Ozean und die Krustenblöcke, aus denen später die eoalpidische Oberplat-

te hervorgehen sollte (Ötztal-Bundschuh- und Drauzug-Gurktal-Deckensystem), nahmen südlich jener Teile Platz, welche die eoalpidische Unterplatte bilden sollten (z.B. Koralpe-Wölz-Deckensystem).

Ab der Unteren Kreide (ca. 140 Ma) setzte die bis heute andauernde Konvergenz zwischen Afrika und Europa ein. Die Verkürzung des Raumes wurde durch Subduktionsprozesse aufgenommen, wobei die europäische Mantellithosphäre gegen S–SE unter die Apulische Lithosphäre abtauchte (Abb. 4B). Darüber entwickelten sich zumindest zwei krustale Subduktionszonen, an denen Krustengesteine bis in den Mantel gelangten. Die Deformation setzte zunächst im Süden ein und schritt gegen das Vorland im Norden fort. Die eoalpidische Subduktionszone entstand in der Unterkreide. Das Ötztal-Bundschuh- und Drauzug-Gurktal-Deckensystem wurden dabei über das Koralpe-Wölz-Deckensystem geschoben. Teile des Koralpe-Wölz-Deckensystems wie der Prijak-Polinik- und Millstatt-Komplex wurden dabei etwa 60 km tief versenkt, wobei knapp vor 90 Ma eklogitfazielle Metamorphosebedingungen von etwa 600°C und 14 kbar erreicht wurden (HOINKES et al., 1999). Nach 90 Ma (Wende Turon/Coniac) kam es zum Wiederaufstieg der versenkten Krustengesteine aufgrund ihrer geringeren Dichte gegenüber dem Mantel. Damit einher ging ihre Abkühlung. Die Abkühlung unter 400°C erfolgte im Polinik-Prijak-, Bundschuh-, Radenthein- und Millstatt-Komplex um etwa 85 Ma. Im Gegensatz dazu wurden der Goldeck- und Gaugen-Komplex nicht über 300°C erwärmt, aber auch diese Einheiten wurde um E–W-streichende Achsen verfalltet.

Im penninischen Ozeanbecken wurden während der Unterkreide bedeutende Mengen von kalkigen, mergeligen und tonigen Sedimenten abgelagert. Mit der Oberkreide (ca. 100 Ma) setzte die Einengung des penninischen Meerestroges und die Subduktion von ozeanischer Kruste in der alpidischen Subduktionszone ein. Der Großteil des Penninischen Ozeans stand zu diesem Zeitpunkt weiterhin als Sedimentationsraum zur Verfügung.

5.3. Känozoische Entwicklung

Die weitere Subduktion des Penninischen Ozeans führte wohl dazu, dass zuerst das Deckensystem Matreier Zone – Nordrahmenzone und danach das Glockner-Deckensystem von ihrer ehemaligen Basis abgesichert und in den Bereich eines Akkretionskeiles gelangten. Ihr Untergrund sowie der Großteil der ozeanischen Kruste und Teile der darauf abgelagerten Sedimente wurden subduziert und gingen für immer verloren. Nur ein kleiner Teil der subduzierten Gesteine wurde wieder obduziert. Wir können diese noch heute z.B. in der Eklogitzone des Südvenedigergebietes studieren und wissen daher recht gut über ihre Bildungsbedingungen während einer Hochdruck/Niedrigtemperatur-Metamorphose Bescheid. Diese werden von HOLLAND (1979) und FRANK et al. (1987) mit rund 20 kbar und 600°C angegeben, was einer maximalen Versenkung von gut 60 km entspricht. Die Bildung der Hochdruckparagenese (mit natriumreichem, grünem Klinopyroxen und magnesiumreichem Granat) dürfte sich im oberen Paläozän bis zum mittleren Eozän (65–40 Ma) ereignet haben, darauf deuten jedenfalls die Ergebnisse mehrerer geochronologischer Untersuchungen hin (ZIMMERMANN et al., 1994; DINGELDEY et al., 1997; RATSCHBACHER et al., 2005).

Im mittleren Eozän war das penninische Ozeanbecken komplett geschlossen (TRÜMPY, 1975), aber bereits zuvor traten Teile der europäischen kontinentalen Kruste in die Subduktionszone ein und es vollzog sich der Wechsel von subduktionsdominierter Tektonik zu nordvergenter kollisionsdominierter Tektonik. Dabei wurden die Penninischen Deckensysteme gemeinsam mit den Ostalpinen Decken weit auf den ehemaligen europäischen Schelf, dessen südliche Teile heute das Venediger-Deckensystem des Subpenninikums aufbauen, überschoben. Beide Penninischen Deckensysteme (Matreier Zone – Nordrahmenzone und

Glockner-Deckensystem) bilden heute große, wurzellose Deckenkörper. Etliche geochronologische Daten belegen, dass die weitere Deformation, der interne Deckenbau des Tauernfensters und die temperaturbetonte Regionalmetamorphose (Tauernkristallisation), deren Ergebnisse wir heute beobachten können, hauptsächlich im obersten Eozän und im Oligozän (40–23 Ma) stattfanden (RATSCHBACHER et al., 2005). Sie erreichte in den peripheren Teilen des Tauernfensters Bedingungen der Grünschieferfazies, in den zentralen Teilen Amphibolitfazies.

Ebenfalls im Oligozän kam es im südlichen Teil des Ostalpins zu E–W-orientierten sinistralen Seitenverschiebungen sowie zur Intrusion der Periadriatischen Magmatite und deren Gangfolge. Auf dem Kartenblatt Spittal a.d. Drau sind die durch Kataklastite gekennzeichnete Grenze zwischen Prijakt-Polinik-Komplex im Norden und Gaugen-Komplex im Süden, aber auch die Störungen im Sifflitzgraben auf dieses Ereignis zurückzuführen. In diesem südwestlichen Teil des Kartenblattes finden sich auch die Ganggesteine der Periadriatischen Intrusiva, welche um 30 Ma intrudierten (DEUTSCH, 1984), ebenso wie zahlreiche Lagerstätten, die mit diesem Ereignis genetisch verbunden sind.

Ab der Grenze Oligozän/Miozän (23 Ma) stieß der Dolomiten-Indenter gegen Norden vor und die laterale Extrusion der Ostalpen gegen E zu setzte ein. Dabei wurde das Orogen in E–W-Richtung gestreckt. Der Prozess vollzog sich an einem System aus konjugierten Seitenverschiebungen in Kombination mit Abschiebungen. Dabei wurden einerseits subpenninische und penninische Einheiten in Fenstern bis an die Erdoberfläche exhumierte, andererseits entstanden Becken, die mit tertiären Sedimenten aufgefüllt wurden. Die Datierung dieser Ereignisse ist über das Alter der Abkühlung der Subpenninischen und Penninischen Decken sowie der tertiären Sedimente möglich und vollzog sich im frühen Miozän (ca. 23–14 Ma [FRISCH et al., 2000]).

Die Geologie des Kartenblattes ist ganz wesentlich durch die oben beschriebenen Strukturen bestimmt: Im Tauernfenster treten die Subpenninischen und Penninischen Decken zutage. Wesentliche tektonische Strukturen, die zur Bildung des Fensters führten, sind die NW–SE-orientierte, dextrale Mölltalstörung (FRISCH et al., 2000) sowie die ostgerichtete Katschbergabschiebung am Ostrand des Tauernfensters (GENSER & NEUBAUER, 1989). An beiden Störungszonen sind Versatzbeträge von mehreren Kilometern abzulesen. Abkühlalter aus dem Fenster liegen zwischen 22 und 16 Ma (CLIFF et al., 1971). Sie belegen eine bis zu diesem Zeitraum andauernde duktile Deformation innerhalb des Fensters und in der unmittelbar überlagernden Unterostalpinen Katschbergzone, während die überlagernden oberostalpinen Einheiten spröde deformiert wurden.

5.4. Landschaftsentwicklung vom Neogen bis in das Quartär

5.4.1. Morphogenese und Talentwicklung

Die Grundvoraussetzungen für die quartäre Formung waren bereits mit der tektonischen Entwicklung im Oligozän–Neogen gegeben. Mit Beginn der Extrusionstektonik im Untermiozän wurde die oligozäne nordgerichtete Entwässerung („Augensteinschotter“) gestört. Im Zuge dessen kam es zur tektonischen Kippung der hügeligen Altflächen (auch Nockfläche genannt) des „Gurktalblockes“ (FRISCH et al., 1998), auf welchen heute noch Reste von Roterden erhalten sind (östlich des Kartenblattes Spittal a.d. Drau). Weiters entwickelte sich entlang der Störungszonen, die während der Extrusionstektonik aktiv waren, ein W–E-gerichtetes Drainagesystem. Diesbezüglich ist das Unterdrautal ein Musterbeispiel für ein entlang dieser tektonischen Schwächezonen ausgerichtetes Tal. Weiters reflektieren die topographischen Verhältnisse in einem Querschnitt über das Liesertal – hier die 3000 m hohe Reißbeckgruppe, dort die 2000 m hohen Nockberge