

Die siliziklastischen Sedimente der synorogenen Hochwipfel-Formation im Karbon der Westkarawanken (Österreich/Slowenien/Italien)

Sedimentologie, Geochemie und Provenienz

Von der Fakultät Geo- und Biowissenschaften
der Universität Stuttgart
zur Erlangung der Würde eines Doktors der
Naturwissenschaften (Dr. rer. nat.) genehmigte Abhandlung

Vorgelegt von
Rüdiger Diener
aus Esslingen

Hauptberichter: PD Dr. H. Krawinkel
Mitberichter: Prof. Dr. H.-J. Massonne

Tag der mündlichen Prüfung: 06. November 2002

Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Stuttgart

2002

Ich versichere, daß ich die vorliegende Arbeit selbständig und nur unter Verwendung der angegebenen Hilfsmittel angefertigt habe.

Stuttgart, den 03. Juli 2002

Zusammenfassung

Die vorliegende Arbeit befaßt sich mit den karbonen Sedimenten der Westkarawanken (Österreich/Slowenien/Italien). Aufgrund sedimentologischer, petrographischer und geochemischer Eigenschaften der untersuchten Sedimente wird mit Hilfe der Provenienz-Analyse ein Modell für die karbonale Entwicklung des Ablagerungsraumes innerhalb der Westkarawanken sowie dessen geodynamische Stellung während des jüngeren Paläozoikum vorgeschlagen.

Die Karawanken Österreichs und Sloweniens sind morphologisch und orographisch die Fortsetzung der Karnischen Alpen und entsprechen diesen auch weitgehend in ihrem geologischen Aufbau und Deformationsstil. Die strukturellen Grenzen sind die Periadriatische Naht im Norden, die Gailitz-Furche im Westen und die Save-Linie im Süden. Die Karawanken tauchen nach Osten unter die tertiären Sedimente des Pannonischen Beckens ab. Die nicht oder nur sehr schwach metamorphen Einheiten des Paläozoikum sind durch die variszische und/oder alpidische Konvergenz mehrphasig, überwiegend bruchhaft deformiert worden. Die Schichtfolge vom jüngeren Oberordovizium bis zum älteren Unterkarbon zeigt in den Karawanken die typische Entwicklung eines gedehnten passiven Kontinentalrandes. Im Verlauf des Unterkarbon wechselte das geotektonische Milieu zu dem eines aktiven Kontinentalrandes. Der Sedimentationsstil ändert sich hierbei diachron von Westen nach Osten fortschreitend zu einer flyschartigen Sedimentation, die durch die ungefähr 2000 m mächtige synorogene klastische Hochwipfel-Formation des jüngeren Viséum bis jüngeren Moskovium repräsentiert wird. Auf sie folgt mit einer Winkeldiskordanz die postorogene klastisch-karbonatische Sedimentation des Stefanium (Auernig-Formation). Die Hochwipfel-Formation kann aufgrund der sedimentologischen Ergebnisse in eine basale konglomeratische Hochwipfel-Einheit, eine feinklastische Hochwipfel-Einheit mit Olistholithen, eine grobklastische und vorwiegend sandige Hochwipfel-Einheit sowie eine abschließende heterolithische Hochwipfel-Einheit untergliedert werden. Die Sedimentstrukturen und Geometrien der Schüttungskörper sind für eine schnelle Sedimentation in Form turbiditischer Ströme, gravitativer Massenströme und submariner Rutschungen in einem sich rasch vertiefenden Becken charakteristisch. Das zu Beginn der Schüttungen vorherrschende feinklastische Hangschürzensystem mit einzelnen grobklastischen „bypass“-Schüttungen geht zum Hangenden in ein grobklastisches Hangschürzen/Fächersystem mit komplexer Struktur über.

Die petrographische Untersuchung der detritischen Leichtminerale läßt aufgrund statistischer Auswertungen eine Unterteilung der Sandsteine der Hochwipfel-Formation in fünf Petrofazies-Typen zu. Diese zeigen jedoch keinen stratigraphischen Trend und lassen auch keine laterale petrographische Korrelation zu. Dies wurde mit Hilfe der Gesamtgesteins-Pulverdiffraktometrie (XRD) kontrolliert und bestätigt. Es handelt sich um feldspatreiche Litharenite, Litharenite und lithische Subarkosen der Petrofazies A1 (Q₅₇F₁₆L₂₇), Petrofazies A2 (Q₆₆F₁₄L₂₀), Petrofazies B (Q₄₀F₁₁L₄₉), Petrofazies C1 (Q₅₀F₁₈L₃₂) und Petrofazies C2 (Q₄₈F₁₄L₃₈). Die Sandsteine des Ordovizium und der Auernig-Formation unterscheiden sich mit Q₈₄F₁L₁₅ deutlich von den Hochwipfel-Sandsteinen. Die Sedimentation ist durch einen schnellen Wechsel der Petrofaziestypen charakterisiert und weist auf Ereignis-dominierte Ablagerungsprozesse hin. Die petrographischen Provenienzindikatoren der meisten Sandsteine, insbesondere der quarzreicheren Typen, weisen auf die Abtragung eines Orogens unter mäßigen Verwitterungsbedingungen hin. Die Liefergebiete bestanden aus kristallinen Gesteinen (vorwiegend Metamorphite) und Sedimentgesteinen. Lithoklastenreiche und insbesondere vulkaniklastenreiche Sandsteine deuten auf die Aufarbeitung von Paläovulkaniten und möglicherweise auf den Einfluß eines magmatischen Bogens hin. Der schnelle Wechsel innerhalb der stratigraphischen Abfolge der Petrofazies-Typen erlaubt keine eindeutige Provenienzbestimmung, so daß eine komplexe „Mischprovenienz“ oder ein bisher unberücksichtigter Provenienz-Typ („strike-slip“-Kontinentalrand ?) vermutet werden kann.

Das Schwermineral-Spektrum in den Sandsteinen der Hochwipfel-Formation wird zu Beginn der Schüttungen von einer stabilen Assoziation dominiert (Rutil/Titanit, Zirkon, Turmalin und Granat), die nach oben durch eine weniger stabile Vergesellschaftung ersetzt wird (Granat, Epidot, Rutil/Titanit und Zirkon). Die ZTR-dominierte Schwermineralassoziation kann auf die

Aufarbeitung älterer Sedimente zurückgeführt werden, die spätere Assoziation dagegen auf ein Liefergebiet aus einem mittelgradig metamorphen Kristallin mit Granat und Epidot.

Mittels der Kathodenlumineszenz wurden seicht-phreatische Zemente in Karbonaten des Silur und Devon nachgewiesen, die wie in den Karnischen Alpen auf eine Verkarstungsphase vor der Hochwipfel-Sedimentation hinweisen.

Aufgrund der Gesamtgesteins-Geochemie (RFA) können die Sandsteine der Hochwipfel-Formation als Quarz-intermediäre Sandsteine (Litharenite, Wacken) bezeichnet werden. Sie weisen mit einem CIA-Wert von 60 auf eine geringe bis mäßige Verwitterung hin, die tiefsten Sandsteine mit einem höheren Wert (CIA = 65) dagegen stammen aus aufgearbeiteten reiferen Sedimenten. Der hohe SiO₂-Gehalt von 73,4 Gew.-% spricht gegen eine intermediäre bis basische magmatische Provenienz. Haupt- und Spurenelemente scheinen auf einen aktiven Kontinentalrand/„kontinentalen Inselbogen“ mit einer starken Komponente eines passiven Kontinentalrandes hinzuweisen, dennoch kann kein eindeutiges geotektonisches Milieu abgeleitet werden. Die Elemente V, Cr, Ni und Ti sind gegenüber der durchschnittlichen kontinentalen Kruste angereichert. Geochemisch zeigen sich starke Affinitäten zu den Hochwipfel-Sandsteinen der Karnischen Alpen. Sandsteine des passiven Kontinentalrandes des Ordovizium lassen sich aufgrund der Haupt- und Spurenelemente trennen. Der Gehalt an nichtkarbonatischem Kohlenstoff (C_{org}) zeigt ein Maximum innerhalb der jüngeren Hochwipfel-Sandsteine wobei ein Zusammenhang mit der Vereisungsphase im späten Viséum bis Westfalium vermutet werden kann.

Aus der Schwermineralchemie von Granat, Turmalin, Chromspinell sowie der Kalihellglimmer folgt, daß die Liefergebiete durch eine Dominanz an mittel- bis hochgradigen Metamorphiten, vor allem Metapeliten/Metapsammiten und Orthogneisen, gekennzeichnet waren. Untergeordnet traten Kalksilikate/Skarne und Granitoide/Quarz-Turmalin-Gesteine auf. Amphibolite oder Eklogite (Chrom-Spinell ?) im Liefergebiet sind unwahrscheinlich. Die Provenienz der Chromspinelle läßt auf einen geringen Anteil geschichteter Ultramafit-Komplexe („layered intrusions“) und/oder Mantelxenolithe im Liefergebiet schließen. Der Metamorphosegrad der Liefergesteine nimmt zum Hangenden hin zu, was auf die fortschreitende Exhumierung eines Kristallinkomplexes hinweist.

Aus der Illitkristallinität von Tonsteinen (Weber-Index = 160-233) kann eine Temperatur von 280°C ±20°C und eine Versenkungstiefe von etwa 8-9 km während der alpidischen Anchi-metamorphose abgeleitet werden (geothermischer Gradient = 30°C/km).

In den Westkarawanken treten spät- bis postvariszische kalkalkalische shoshonitische Lamprophyre (Spessartite) auf, die in das geotektonische Milieu eines konvergenten Plattenrandes oder in eine syn- oder postkollisionale Situation zu stellen sind. Der peraluminöse I-Typ-Tonalit der Westkarawanken intrudierte an der Grenze Mittel- / Oberoligozän (32,9 ±0,2 Ma) und ist einem alpinotypen kontinentalen magmatischen Bogen oder einem postkollisionalen Milieu zuzuordnen. Geothermobarometrische Untersuchungen weisen auf Intrusionsbedingungen von etwa 3-4 kbar (11-16 km) und 810°C ±40 °C hin. Hiermit kann eine hydrothermale Pb-Ag-U-Mineralisation assoziiert werden.

Für die paläozoische geodynamische Entwicklung des Sedimentationsbeckens der Westkarawanken kann Folgendes angenommen werden: Während des Alt- und älteren Jungpaläozoikum herrschte eine passive Kontinentalrandsituation mit sich verstärkender Dehnungstektonik. Die Extension erreichte im jüngeren Oberdevon bis älteren Unterkarbon ihren Höhepunkt. Während die ältere Hochwipfel-Sedimentation noch in einem transtensionalen Regime stattfand, wurden die jüngeren Teile der Hochwipfel-Formation in einem transpressionalen Regime abgelagert. Die Schüttungen aus den vorwiegend kristallinen und untergeordnet sedimentären Liefergebieten wurden durch Randbecken und tektonische Hochzonen zurückgehalten und nachfolgend durch „bypass“-Kanäle in das Hochwipfel-Becken verfrachtet. Die Auernig-Formation wurde winkeldiskordant auf den Hochwipfel-Sedimenten abgelagert. Die geodynamische Entwicklung der Karawanken während des Jungpaläozoikum läßt sich in einem „Mega-Transform“-Modell darstellen, bei dem der Sedimentationsraum der Hochwipfel-Formation als „pull-apart“-ähnliche Beckenbildung eines „strike-slip“-Kontinentalrandes zwischen Gondwana und einem alpinen Terran angesehen werden kann.

Abstract

This study focusses on the Carboniferous sediments of the Western Karawanken Mountains (Austria/Slovenia/Italy). Based on sedimentological, petrographical and geochemical provenance analysis of the studied sediments, a model for the Carboniferous evolution of the sedimentary basin of the Western Karawanken Mountains and the geodynamic situation during the Upper Paleozoic time will be proposed.

The Karawanken Mountains of Austria and Slovenia are the morphological and orographic continuation of the Carnic Alps and nearly correspond to them in their geological structure and pattern of deformation. The structural borders are the Periadriatic Line in the north, the Gailitz Line in the west, and the Save Line in the south. To the east the Karawanken Mountains disappear beneath the Tertiary sediments of the Pannonian basin. The non or only weakly metamorphic units of the Paleozoic have been affected during the variscan and/or alpidic convergence by polyphase and mainly brittle deformation. The sedimentary sequence of the Upper Ordovician to Lower Carboniferous of the Karawanken Mountains exhibits the typical evolution of a passive continental margin. During the Early Carboniferous, the geodynamic situation changed to an active continental margin setting. The kind of sedimentation shifted diachronously from west to east to a flysch like sedimentation, which is represented by the 2000 m thick synorogenic clastic Hochwipfel-Formation of the younger Viséan to younger Moscovian. The postorogenic clastic-carbonatic sedimentation of the Stefanian (Auernig-Formation) follows with an angular unconformity.

According to the sedimentological analysis the Hochwipfel-Formation can be divided in a basal conglomeratic Hochwipfel member, a fine clastic Hochwipfel member with olistholiths, a coarse clastic and mainly sandy Hochwipfel member, and a heterolithic Hochwipfel member. The sedimentary structures and the geometric shape of the sediment bodies are characteristic for rapid sedimentation by turbidity currents, gravity mass flows, and slumps in a rapidly subsiding basin. At the beginning of the sediment input a fine clastic slope apron system dominates, that changes gradually into a complex coarse clastic slope apron/fan system.

Using statistic analysis on the petrographical results of the light minerals a grouping of the sandstones of the Hochwipfel Formation in five petrofacies types can be made. However, no stratigraphical trend occurs and no lateral petrographic correlation can be made. These results are confirmed by whole-rock powder diffractometry (XRD). The sandstones are feldspatic litharenites, litharenites and lithic subarcoses of the petrofacies A1 ($Q_{57}F_{16}L_{27}$), petrofacies A2 ($Q_{66}F_{14}L_{20}$), petrofacies B ($Q_{40}F_{11}L_{49}$), petrofacies C1 ($Q_{50}F_{18}L_{32}$) und petrofacies C2 ($Q_{48}F_{14}L_{38}$). The sandstones of the Ordovician and of the Auernig-Formation with $Q_{84}F_{1}L_{15}$ can be distinguished clearly from the Hochwipfel sandstones. The sedimentation is characterized by a rapid change of petrofacies types and points to event dominated sedimentary processes. The petrographic provenance indicators of the most sandstones, especially the quartzose types, point to a recycled orogen source and moderate weathering conditions. The source areas consisted of basement rocks (mainly metamorphics) and sedimentary rocks. Sandstones rich in lithics and especially in volcanoclastics point to the recycling of paleovolcanics and perhaps to the influence of a magmatic arc. The rapid change within the stratigraphic succession of the petrofacies types permit no unequivocal determination of provenance. Therefore a complex "mixed provenance" or an until now disregarded provenance type (strike-slip margin ?) must be supposed.

At the beginning of the sedimentation the heavy mineral association of the Hochwipfel sandstones is dominated by a stable assemblage (rutile/sphene, zircon, tourmaline, and garnet), which is replaced upward by a less stable association (garnet, epidote, rutile/sphene, and zircon). The ZTR dominated heavy mineral association can be referred to the recycling of sediments, whereas the later association can be attributed to a mesometamorphic basement complex with garnet and epidote.

Cements of the shallow phreatic zone were proved by cathodoluminescence in carbonates of the Silurian and Devonian and point to a stage of paleokarst development as in the Carnic Alps.

According to the whole-rock geochemistry (XRF) the sandstones of the Hochwipfel Formation can be designated as quartz-intermediate sandstones (litharenites, wackes). The CIA-value of 60 points to a low to moderate weathering rate, whereas the lowest sandstones with a higher value (CIA = 65) derive from recycled and more mature sediments. The high SiO₂-content of 73,4 wt.-% does not support a provenance from intermediate to mafic magmatic rocks. Major element and trace element data suggest an active continental margin/continental island arc with an obvious passive margin signature. Therefore an unequivocal geodynamic setting can't be determined. The elements V, Cr, Ni, and Ti are enriched compared to the mean continental crust. Geochemically the Hochwipfel sandstones of the Western Karawanken Mountains show marked similarities to the Hochwipfel sandstones of the Carnic Alps. Ordovician sandstones of a passive continental margin setting can be separated by major element and trace element data. The content of organic carbon (C_{org}; graphite + hydrocarbons) exhibits a peak in the younger Hochwipfel sandstones and a relationship to the glaciation of the ice-house interval in the Upper Viséan to Westfalian can be presumed.

The chemical composition of garnet, tourmaline, chromium spinel, and white micas indicates, that the source areas are characterized by the dominance of medium to high grade metamorphic rocks, mainly metapelites/metapsammities and orthogneisses. To a minor portion, calc-silicates/skarnes and granitoids/quartz-tourmaline rocks were present too. Amphibolites or eclogites (chromium spinel ?) in the source area are unlikely. From the provenance of chromium spinel it can be inferred, that minor ultramafic layered intrusions and/or mantle xenolithes were present. The metamorphic grade of the source rocks increases to the top of the succession, which points to the proceeding exhumation of a basement complex.

According to the crystallinity of illite from mudstones (Weber-index = 160-233) a temperature of 280°C ±20°C and a burial depth of approximately 8-9 km can be deduced for the alpine anchizonal metamorphism (geothermal gradient = 30°C/km).

In the Western Karawanken Mountains, late to post Variscan calc-alkaline shoshonitic lamprophyres (spessartites) appear, which can be appointed to the geodynamic setting of convergent plate margin or to a syncollisional or postcollisional situation. The peraluminous I-type tonalite of the Western Karawanken Mountains intruded at the Middle Oligocene/Late Oligocene boundary and can be attributed to an alpine type continental magmatic arc or a postcollisional setting. Geothermobarometric studies point to conditions of intrusion of approximately 3-4 kbar (11-16 km) and 810°C ±40°C. Herewith, a Pb-Ag-U mineralization is associated.

For the Paleozoic geodynamic evolution of the sedimentary basin of the Western Karawanken Mountains the following can be supposed: During the Early and lower Late Paleozoic, a passive continental margin situation with advancing extensional tectonics exists. The extension reached its climax during the upper Late Devonian to lower Early Carboniferous. Whereas the lower Hochwipfel sedimentation took place in an transtensional regime, the upper portions of the Hochwipfel Formation were deposited in a transpressional regime. The sedimentary input from the basement and sedimentary source areas was retained and trapped by marginal basins and tectonic highs, and subsequently transported via bypass-channels into the Hochwipfel basin. The Auernig Formation was deposited above the Hochwipfel sediments with an angular unconformity. The geodynamic evolution of the Karawanken Mountains during the Late Paleozoic can be explained by a "mega-transform" model, where the sedimentary basin of the Hochwipfel Formation can be considered as a pull-apart basin at the strike-slip continental margin between Gondwana and an Alpine terrane.

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung

Abstract

1	Einleitung	1
1.1	Das Forschungsvorhaben „Jungpaläozoikum der Karawanken“	1
1.2	Zielsetzung	2
1.3	Frühere Bearbeiter	2
2	Geologischer Rahmen	6
2.1	Geographischer Überblick	6
2.2	Geologischer Überblick	9
2.3	Paläogeographische Entwicklung der Varisziden	11
2.3.1	Kambrium	11
2.3.2	Ordovizium	12
2.3.3	Silur	15
2.3.4	Devon	16
2.3.5	Karbon	18
2.3.6	Permotrias	22
2.4	Gliederung und Entwicklung der ostalpinen Terrane	23
2.4.1	Terran des penninischen Bereichs	23
2.4.2	Terrane des austroalpinen Bereichs	24
2.4.3	Geodynamische Entwicklung der ostalpinen Terrane	25
2.5	Stratigraphische Entwicklung im Paläozoikum der Westkarawanken und der Karnischen Alpen	28
2.5.1	Ordovizium	28
2.5.2	Silur	30
2.5.3	Devon	32
2.5.4	Karbon	35
2.5.5	Permotrias	37
2.6	Karbon von Nötsch	39
2.7	Strukturgeologie	43
2.7.1	Regionaltektonischer Rahmen der südlichen Ostalpen und Südalpen	43
2.7.2	Strukturgeologie der Karnischen Alpen	45
2.7.3	Strukturgeologie der Karawanken	47
2.7.4	Westkarawanken	47
2.7.5	Abfolge der Deformationsphasen in den Karawanken	51
2.7.6	Das Klagenfurter Becken	51
2.7.7	Geophysikalische Untersuchungen	52
2.7.8	Strukturgeologische Untersuchungen in den Westkarawanken	54
3	Sedimentologie des Hochwipfel-Karbons der Westkarawanken	60
3.1	Lithofazielle Einheiten der Hochwipfel-Formation	60
3.1.1	Basale feinklastische Hochwipfel-Einheit	62
3.1.2	Grobklastische Hochwipfel-Einheit	63
3.1.3	Heterolithische Hochwipfel-Einheit	64
3.2	Transportmechanismen submariner gravitativer Sedimentströme	65
3.2.1	Turbulenzströme (trubidity currents)	66
3.2.2	Kiesige hochkonzentrierte Turbulenzströme	68
3.2.3	Verflüssigte und fluidisierte Ströme (liquefied and fluidized flows)	68
3.2.4	Kornströme (grain flows)	69
3.3	Interpretation des Sedimentationsstils der Hochwipfel-Formation	70
3.3.1	Profil Korpitschgraben – Suheljgraben	73
3.3.2	Profil Kokragraben – Dreiländereck – Petelinjek	74
3.4	Fazit	76
4	Petrographie	84
4.1	Leichtmineral-Analyse	84
4.1.1	Methodik	84
4.1.2	Fehlerabschätzung	85
4.1.3	Sandsteine der Hochwipfel-Formation (grobklastische und heterolithische Hochwipfel-Einheit)	88

Beschreibung und Erläuterung der ausgewerteten Leichtmineralphasen	89
4.1.4 Petrofazies und Provenienz der Sandsteine der Hochwipfel-Formation	93
Petrofazies-Typen	93
Provenienz der Sandsteine der Hochwipfel-Formation	97
4.1.5 Fazit	107
4.2 Schwermineral-Analyse	118
4.2.1 Verwitterung der Ausgangsgesteine	119
4.2.2 Mechanische Abrasion während des Transports	120
4.2.3 Verwitterung im nichtmarinen Transportmilieu	121
4.2.4 Hydraulische Prozesse	121
4.2.5 Versenkungsdiagenese	122
4.2.6 Verwitterung des Sedimentgesteins im Aufschluß	122
4.2.7 Methodik	123
4.2.8 Eigenschaften der erfassten Schwerminerale	124
4.2.9 Schwermineralspektrum der Hochwipfel-Sandsteine	127
4.2.10 Stratigraphische Abfolge der Schwermineralassoziationen	128
4.2.11 Schwermineralführung des benachbarten Paläozoikums	134
4.2.12 Fazit	135
5 Geochemie	138
5.1 Gesamtgesteins-Geochemie	138
5.1.1 Veränderung der chemischen Zusammensetzung im Sedimentkreislauf	138
5.1.2 Methodik	141
5.1.3 Hauptelement-Geochemie der Hochwipfel-Formation	143
5.1.4 Spurenelement-Geochemie der Hochwipfel-Formation	150
5.1.5 Fazit	157
5.2 Schwermineralchemie	158
5.2.1 Chromit	159
5.2.2 Turmalin	165
5.2.3 Granat-Gruppe	168
5.2.4 Hellglimmer	183
5.2.5 Fazit	188
5.3 Kohlenstoff-Analytik	192
5.3.1 Kohlenstoffgehalt der Hochwipfel-Sandsteine	192
5.3.2 Wassergehalt der Hochwipfel-Sandsteine	195
5.3.3 Fazit	196
6 Kathodenlumineszenz	197
6.1 Methodik	198
6.2 Sandsteine der Hochwipfel-Formation	198
6.3 Karbonat-Zemente in altpaläozoischen Kalken	201
6.4 Kathodenlumineszenz an Magmatiten	202
6.5 Fazit	203
7 Röntgendiffraktometrie	204
7.1 Gesamtgesteins-Pulverdiffraktometrie	204
7.1.1 Methodik	204
7.1.2 Sandsteine der Hochwipfel-Formation	206
7.1.3 Diffraktogramme paläozoischer Sedimentgesteine der Westkarawanken	211
7.1.4 Fazit	218
7.2 Illitkristallinität	220
7.2.1 Illitkristallinitätsgrad und Diagenese-Metamorphose-Stufung	221
7.2.2 Methodik	222
7.2.3 Illitkristallinitäts-Untersuchungen in angrenzenden Gebieten	223
7.2.4 Illitkristallinitäts-Messungen an Tonsteinen der Westkarawanken	225
7.2.5 Fazit	227
8 Tonalit-Intrusionen und Lamprophyr-Gänge	228
8.1 Tonalit-Intrusionen	228
8.1.1 Tonalit-Lamellen der Karnischen Alpen	228
8.1.2 Tonalit-Körper der Ostkarawanken	229
8.1.3 Tonalit-Lamelle von Finkenstein	229
Gesamtgesteins-Geochemie der Tonalit-Lamelle von Finkenstein	230
Mineralchemische Analysen an der Tonalit-Lamelle von Finkenstein	235

Geochronologie	238
8.2 Lamprophyr-Gänge	240
8.2.1 Lamprophyr-Gänge der östlichen Karnischen Alpen und Westkarawanken	241
Gesamtgesteins-Geochemie des Lamprophyrs von Korpitsch	243
Mineralchemische Analysen am Lamprophyr von Korpitsch	246
8.3 Effusiva vom Rauscherbach	248
8.4 Mineralisation im Feistritzgraben	250
8.5 Fazit	251
9 Interpretation	252
9.1 Entwicklung des Sedimentationsbeckens vom Ordovizium bis zum frühen Karbon	252
9.2 Entwicklung des Sedimentationsbeckens der Hochwipfel-Formation im Karbon	253
9.2.1 Basale Konglomerat-Einheit	253
9.2.2 Feinklastische Hochwipfel-Einheit	254
9.2.3 Grobklastische Hochwipfel- Einheit	255
9.2.4 Heterolithische Hochwipfel- Einheit	257
9.2.5 Schlußfolgerungen für die Genese des Hochwipfel-Beckens	258
9.2.6 Auernig-Formation	258
9.3 Strukturelle Interpretation	259
10 Diskussion	261
10.1 Übersicht über die bestehenden geodynamischen Modelle für die Entwicklung der Varisziden in den östlichen Südalpen	261
10.2 Geodynamische Modelle für die Karnischen Alpen und die Karawanken	262
10.2.1 Modell nach KRAINER (1992)	262
10.2.2 Modell nach KULLMANN & LOESCHKE (1994)	262
10.2.3 Modell nach HUBICH (2000)	263
10.2.4 Zusammenfassende Diskussion der bestehenden Modelle	263
10.3 Geotektonische und paläogeographische Position der Karawanken während des Karbon	264
11 Danksagung	268
12 Literaturverzeichnis	269
Anhang	
Anhang 1: Strukturgeologische Daten	286
Anhang 2: Profilbeschreibung	293
Anhang 3/1: Probenliste	304
Anhang 3/2: Petrographie, Leichtminerale, Haupt- und Nebenparameter	309
Anhang 3/3: Petrographie, Leichtminerale, berechnete Parameter	312
Anhang 3/4: Petrographie, Schwerminerale	314
Anhang 4/1: Gesamtgesteins-Geochemie, Haupt- und Nebenelemente (RFA)	315
Anhang 4/2: Schwermineralchemie, WDX (EMP) / EDX (SEM)	316
Anhang 4/3: Kohlenstoff-Analytik, Leco RC 412	349
Anhang 5/1: Gesamtgesteins, Pulverdiffraktometrie (XRD), Counts	351
Anhang 5/2: Gesamtgesteins, Pulverdiffraktometrie (XRD), Peak Profile Fitting	355
Anhang 5/3: Illitkristallinität	359
Anhang 6: Mineralchemie Magmatite, Elektronenstrahlmikrosonde (EMP)	363
Beilagen	
Beilage 1: Geologische Karte der Westkarawanken	
Beilage 2: Strukturgeologische Karte der Westkarawanken	

1 Einleitung

1.1 Das Forschungsvorhaben „Jungpaläozoikum der Karawanken“

Das Forschungsvorhaben, innerhalb der Arbeitsgruppe auch nur als das „Karawankenprojekt“ bezeichnet, wurde am Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Stuttgart durchgeführt. Gegenstand der Untersuchungen waren paläozoische Sedimentserien des Südalpins, die insbesondere in den Karawanken nur einer geringen Deformation während der variszischen Orogenese unterworfen waren. Die Kollision zwischen Gondwana und dem fennosarmatischen Teil von Laurussia kann anhand der im Karbon abgelagerten klastischen Sedimente der synorogenen Hochwipfel-Formation und der postorogenen Auernig-Schichten nachgewiesen werden. Die Petrographie und Geochemie der Gesteine lassen Schlüsse auf die ehemaligen Liefergebiete, den Transport und den Ablagerungsraum zu und ermöglichen zusammen mit strukturgeologischen Untersuchungen sowie stratigraphischen Überlegungen eine geodynamische Interpretation. Petrologische und strukturelle Aspekte syn- bis spätkinematischer Intrusiva unterstützen diese Untersuchungen. Während der folgenden oberkretazischen-tertiären Deformation durch die alpidische Orogenese wurden die Klastika des Jungpaläozoikum durchgreifend, jedoch nur bruchhaft, deformiert. Geochemische und petrographische Signaturen, die eine Aussage über die Provenienz der jungpaläozoischen Schüttungen zulassen, wurden daher nicht zerstört und ursprüngliche Sedimentstrukturen sind hierbei weitestgehend erhalten geblieben. Dennoch wurden die Sedimente des Karbon innerhalb der Karawanken, und hierbei speziell des westlichen Anteils, bisher nur lückenhaft untersucht. Dies läßt sich durch den wesentlich großflächigeren Ausstrich paläozoischer Gesteine innerhalb der Karnischen Alpen und des Ostalpins erklären (Abb. 1.1). Andererseits ist die ungehinderte Erforschung des slowenischen Anteils der Karawanken erst seit der politischen Öffnung des früheren Ostblocks möglich. Innerhalb der Arbeitsgruppe wurde daher der Entschluß gefaßt, etappenweise die klastischen Sedimente des Jungpaläozoikum (Karbon; Visé – Kasimovium) der Karawanken zu untersuchen.

Die Arbeiten wurden zuerst im östlichen Anteil des Gebirgszuges von meinem Arbeitskollegen Steffen Kutterolf (KUTTEROLF, 2001) und einigen Diplomanden (BLAUROCK, 2000; STEUDLE, 2000; KNOLL, 1999; SPENGLER, 1999) begonnen. Schnell zeigte sich aber, daß aufgrund der großen Mächtigkeiten und komplizierten rezenten tektonischen Situation eine Ausdehnung auf den Bereich der Westkarawanken nur durch zwei getrennte Arbeiten möglich war. Daher entschloß ich mich, den in der Verlängerung der Karnischen Alpen gelegenen Kamm der Westkarawanken als Thema meiner Dissertation auszuwählen. Probleme stellten hierbei insbesondere die oft unübersichtliche topographische Situation sowie die Aufschlußverhältnisse dar. Die in den Ostkarawanken in bedeutendem Maße störende tektonische Zergliederung wirkt sich in den Westkarawanken aufgrund wesentlich kürzerer Distanzen zwischen Gebirgsfuß und Kammhöhe geringer aus, da längere zusammenhängende Profilschnitte korreliert werden konnten. Zudem ist eine genaue biostratigraphische Eingliederung der Klastika aus den jungpaläozoischen Hochwipfelschichten in die internationalen Stufen innerhalb des Unter- und Oberkarbon nur sehr schwer oder nicht möglich. Um trotz dieser Erschwernisse eine sichere Bearbeitung und Interpretation der Ergebnisse sicherzustellen, wurden von Steffen Kutterolf und mir möglichst viele unterschiedliche Methoden angewandt. In der Synopsis sollen hierdurch Mehrdeutigkeiten aufgrund der tektonischen Beanspruchung sowie der Aufschlußsituation kompensiert werden.

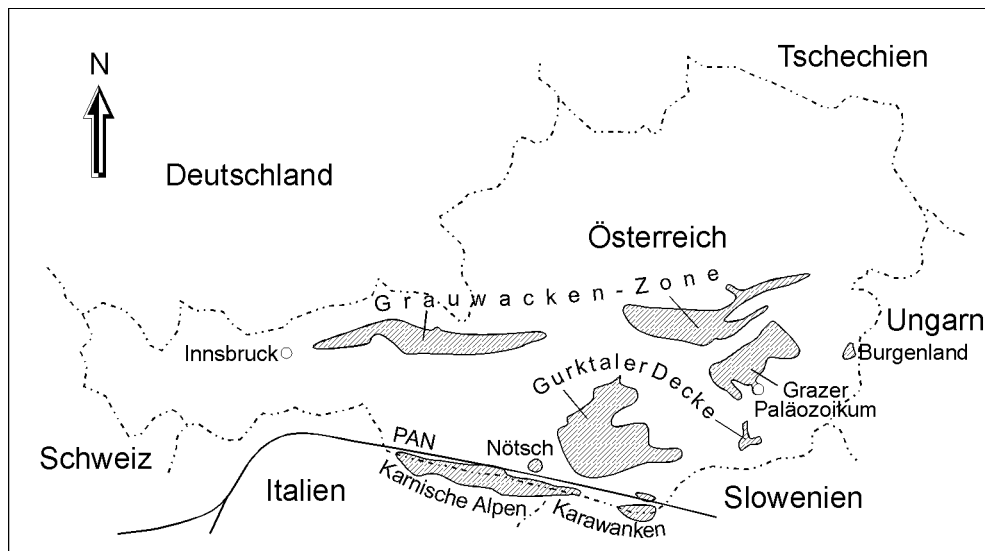


Abb. 1.1: Verbreitung des Paläozoikums in Österreich; PAN ... Periadriatische Naht.

1.2 Zielsetzung

Der Ablagerungsraum der Hochwipfel-Sandsteine soll insbesondere in Bezug auf seine geodynamische Position während der variszischen Orogenese rekonstruiert werden. Dies beinhaltet die Erarbeitung von Hinweisen auf den Charakter, die Ausbildung und die Entwicklung des Sedimentationsbeckens. Hierzu werden die petrographischen und petrologischen Eigenschaften der Klastika und ihre fazielle Entwicklung untersucht. Dadurch sind Aussagen über die Provenienz und die Sedimentationsdynamik möglich sind. Geochemische Gesamtgesteinssignaturen und Einzelmineraluntersuchungen unterstützen dies und geben weitere Hinweise auf die Liefergebiete der Sedimente und die endogenen Prozesse während der beteiligten plattentektonischen Prozesse. Die Ergebnisse dieser Arbeit sollen im Vergleich mit bereits bestehenden geodynamischen Modellen der karbonen Kollision oder Collage zwischen Gondwana und Laurussia diskutiert und in ein plattentektonisches Milieu am südlichen Rand der europäischen Varisziden eingeordnet werden.

1.3 Frühere Bearbeiter

Die Erforschungsgeschichte der Karawanken war zu Beginn stark an die Beschreibung und Untersuchung metamorpher und magmatischer Komplexe der Ostalpen sowie tektonische und strukturgeologische Ausführungen gebunden. Die nichtmetamorphen Gesteine des Deckgebirges, bestehend aus paläozoischen und mesozoischen Karbonatserien und Klastika, traten zum Ende des neunzehnten Jahrhunderts in den Brennpunkt der Forschung. Unter anderem war die Verbreitung der lithischen Wacken als sogenannte „Grauwackenzonen“ im Bauplan der Ostalpen von Interesse und stand zu Beginn der Erforschung im Vordergrund. Die Lithostratigraphie und Biostratigraphie im Paläozoikum der Ostalpen wurde vor allem anhand von Karbonaten vorangetrieben. STACHE (1874) gibt eine erste Übersicht über die paläozoischen Gebiete der Ostalpen und befasste sich speziell mit den ordovizischen und silurischen Fossilien (STACHE, 1880, 1879, 1878). Das Devon mit seinem Fossilinhalt wurde von SUESS (1858) aus dem Raum Eisenkappel beschrieben. Die erste Gliederung des Devons bei Bad Vellach in den Ostkarawanken wurde von PENNECKE (1887) durchgeführt. Eine ausführliche Darstellung folgte durch FRECH (1894, 1891, 1887), insbesondere mit der Beschreibung des Baustils und Fossilinhalts der Karnischen Alpen und wurde von SCUPIN (1906, 1905) fortgeführt. Zu nennen seien auch die Untersuchungen über Gastropoden durch SPITZ (1907). Auch die Erforschung des Devon ist wieder untrennbar mit STACHE (1884)

verbunden. Das Karbon im Raum Nötsch wurde bereits von MOHS (1807) und im Folgenden von VON BUCH (1824) sowie von SUESS (1868) untersucht. In diesem Zuge muss auch die Beschreibung der Karbon-Fauna durch DE KONINCK (1873) angeführt werden. FRECH (1894) berichtet von Pflanzenfossilien aus dem „Culm“ der Karnischen Alpen, welches später durch GEYER (1896, 1895, 1894) eine weitere Untersuchung erfuhr. Diese Übersicht mit ihren Quellen stammt aus der Zusammenfassung der frühen Erforschungsgeschichte in HERITSCH (1943): „Die Stratigraphie der geologischen Formationen der Ostalpen, erster Band: Das Paläozoikum (von Franz Heritsch)“.

Erste Kartierungen wurden von TELLER (1898, 1896) durchgeführt und befassten sich insbesondere mit der Stratigraphie innerhalb der Ostkarawanken. Die Faziesausbildung und Verbreitung paläozoischer Sedimentgesteine in den Ostkarawanken wurde von TESSENHORN (1971) dargestellt. Diese Arbeit umfasst neben Klastika auch Karbonate und schlägt ein Faziesmodell für die Hochwipfel-Formation (Nordrand-, Becken- und Seebergfazies) mit Turbiditen, Trümmerströmen und Olisthostromen vor. Weiterhin werden von TESSENHORN (1971) die Auernig-Schichten beschrieben und diese von der Hochwipfel-Formation abgetrennt. Er stellt einen Vergleich des Ablagerungsraumes mit dem der Karnischen Alpen an. Die jungtertiären Klastika des Klagenfurter Beckens wurden bereits von KAHLER (1953) bearbeitet. In den Westkarawanken wurden zuerst von ANGEL & KAHLER (1937) und im Folgenden von HERITSCH et al. (1953) und HERITSCH (1971) magmatische Gänge bearbeitet. Untersuchungen an den Kristallingesteinen im Raum Eisenkappel wurden von LOESCHKE (1970) und von EXNER (1976, 1972), sowie im Fall des Eisenkappeler Granits von CLIFF et al. (1975) durchgeführt. Tuffe des paläozoischen Vulkanismus erfuhren durch LOESCHKE & ROLSER (1971) sowie LOESCHKE & WEBER (1973) eine Bearbeitung, wobei der Schwerpunkt im Bereich der Geochemie und Metamorphose lag. Das Paläozoikum des slowenischen Teils wurde durch RAMOVŠ (1969, 1971, 1976) und BUSER (1974) aufgearbeitet. Dies betrifft im Besonderen den Teil der Ostkarawanken. Die Strukturgeologie und Tektonik der Ostkarawanken erfuhr durch ROLSER & TESSENHORN (1974) eine eingehende Untersuchung. Eine wesentliche Bearbeitung der Litho- und Biostratigraphie im Paläozoikum der Westkarawanken ist in den Schriften von SCHÖNLAUB (1975, 1971a, 1971b) enthalten. Gleichfalls sind in diesem Zusammenhang die Untersuchungen zur Conodontenstratigraphie in den Karnischen Alpen durch SCHÖNLAUB (1980) anzuführen. Geophysikalische Untersuchungen durch STEINHAUSER et al. (1980) und SEIBERL & STEINHAUSER (1980) befassen sich mit der Geomagnetik beziehungsweise mit dem Bouguer-Schwerefeld der Karawanken. Neuere Kartierungen wurden durch KERN (1980) hauptsächlich in der Trias des Mittagkogelgebiets, aber auch im Permokarbon und dem epizonalen Kristallin im Vorfeld der Westkarawanken durchgeführt. Die Ostkarawanken wurden in einem neuen Kartenwerk von BAUER et al. (1981) bearbeitet. Geologische Aufnahmen im Bereich der Westkarawanken sind in den Arbeiten von ANDERLE (1973, 1971, 1951) beschrieben, wobei auch erstmals Beschreibungen von Diabas und Tonalit in den Westkarawanken auftauchen. Seine Untersuchungen mündeten in zwei geologische Karten im Maßstab 1:25.000 (ANDERLE 1982a, 1982b). Die Periadriatische Naht im Umfeld der Ostkarawanken wurde durch BAUER (1984) und BAUER & SCHERMANN (1984) eingehend bearbeitet. Die Tektonik und Strukturgeschichte der Karawanken, jedoch hauptsächlich des mittleren und östlichen Teils, wurde durch SIEWERT (1984) aufgearbeitet und der Bereich der mittleren und östlichen Karawanken nochmals ausführlich durch POLINSKI (1991) untersucht. Bewegungen während des Jungtertiär wurden durch VAN HUSEN (1976, 1984) dargestellt. In den Rahmen dieser Untersuchungen ist auch die Bearbeitung der schwachen Metamorphose des Karawankenvorlandes und deren Beziehung zum Nockgebiet durch VON GÖSEN (1987, 1986) zu stellen. Eine bedeutende Arbeit wurde

von KULLMANN & LOESCHKE (1994) verfasst. Sie beinhaltet eine stratigraphische und petrographische Bearbeitung des Hochwipfel-Flyschs in den Ostkarawanken und erkennt in den Devonkalkblöcken zum ersten Mal Olistholithe. Des Weiteren wird hier auch ein erstes geodynamisches Modell für die Genese des Hochwipfelbeckens vorgeschlagen. Die Faziesentwicklung und -differenzierung der Obertrias im Bereich Mittagkogel bis Kahlkogel wurde von SCHLAF (1996) bearbeitet. Die Geologie des Koschuta-Zuges in den Ostkarawanken erfuh durch LOESCHKE et al. (1996) eine Überarbeitung. Eine eingehende Untersuchung detritischer Zirkone im Flysch der Karawanken stammt von SONNTAG et al. (1997). Jüngere Intrusivgesteine des Tertiär wurden von ELIAS (1998) neu bearbeitet und radiometrisch datiert.

Die Erforschungsgeschichte der Karawanken und speziell der Westkarawanken ist untrennbar an die der benachbarten Karnischen Alpen gebunden. So findet sich zum Beispiel eine zusammenfassende Beschreibung variszischer Karbonatsequenzen der Karnischen Alpen in einem Photo-Atlas von KREUTZER (1992). Stratigraphie und Tektonik im Paläozoikum der Karnischen Alpen wurden in neuerer Zeit durch PÖLSLER (1969) bearbeitet. Das Paläozoikum in den Zentralen Karnischen Alpen wurde von SCHÖNLAUB (1969) dargestellt und die fazielle Entwicklung des Altpaläozoikum und des Unterkarbon in den Karnischen Alpen behandelt (SCHÖNLAUB 1971b). Eine neuere Bearbeitung des Karbon von Nötsch und seines Rahmens erfolgte durch EXNER & SCHÖNLAUB (1973), EXNER (1985) und SCHÖNLAUB (1985) in deren Zuge auch eine mögliche Verbindung dieser Einheiten nördlich der Periadriatischen Naht bis hin zu den Ostkarawanken als Hypothese diskutiert wird. Die Altersstellung der Hochwipfel-Formation in den Karnischen Alpen wird durch FLÜGEL et al. (1975) diskutiert. Für paläogeographische Betrachtungen ist die Arbeit von FÖRSTER et al. (1975) über den Paläomagnetismus der Ostalpen im Umfeld der Insubrischen Linie von Relevanz. Schwermineraluntersuchungen wurden von SCHNABEL (1976) im Variszikum der Karnischen Alpen durchgeführt und sind im Zusammenhang mit der Bearbeitung von Schwermineralen durch FENNINGER & STATTEGGER (1977) zu sehen. In Anbetracht der großen Bedeutung sollen auch die radiometrischen Datierungen der herzynischen Metamorphose im südalpinen Kristallin der Ostalpen durch DEL MORO et al. (1980) erwähnt werden. Das Karbon von Nötsch mit Amphibolitbreccie der Badstuben ist erneut das Ziel der Forschung von KRÄINER & MOGESSIE (1991). SCHÖNLAUB et al. (1991) beschäftigen sich mit der Ausbildung von unterkarbonem Paläokarst in den Karnischen Alpen. Von weitreichender Bedeutung ist eine Arbeit von KRÄINER (1992), die sich mit der Fazies, den Sedimentationsprozessen und der Paläogeographie des Karbon der Ost- und Südalpen, in einer Synthese auseinandersetzt. Die Devon/Karbon-Grenze in den Karnischen Alpen ist das Ziel der Forschungen von SCHÖNLAUB et al. (1992b). Die unterkarbonen Vulkanite der Dimonserie in den Karnischen Alpen wurden durch LÄUFER et al. (1993) diskutiert. Die niedrigstgradige Metamorphose im Karbon von Nötsch ist der Gegenstand der Untersuchungen von RANTITSCH (1995) gewesen. Weitere Überlegungen zur Periadriatischen Naht und strukturgeologische Beziehungen zu den Karnischen Alpen wurden durch SPRENGER (1996) unternommen. Die tektonometamorphe Entwicklung der Karnischen Alpen findet ihre Bearbeitung von LÄUFER (1996) und Aspekte der Tektonik, des Transports und mögliche Blockrotationen entlang des Periadriatischen Lineaments werden durch LÄUFER et al. (1997) behandelt. Die jüngsten Bearbeitungen der Hochwipfel-Formation der Karnischen Alpen stammen von HUBICH (2000) und MADER ET AL. (2000).

An paläogeographischen Modellen sind ebenfalls einige Arbeiten anzuführen. BADHAM & HALLS (1975) und BADHAM (1982) schlagen ein erstes Modell für die Entstehung des

herzynischen Orogens vor. Eine andere frühe Darstellung der spätpaläozoischen Situation stammt von ARTHAUD & MATTE (1977). FRISCH et al. (1984) beschäftigen sich mit der Entwicklung austroalpiner Kristallinkomplexe und NEUBAUER & PISTOTNIK (1984) mit dem Altpaläozoikum und Unterkarbon des Gurktaler Deckensystems und deren Ursprung. Die Hercyniden werden in großem Maßstab durch VAI & COCOZZA (1986) dargestellt und ihre Verbreitung im südalpinen Kristallin behandelt. Die präalpidischen Terrane der Ostalpen und ihre Eingliederung in ein geodynamisches Modell finden sich bei FRISCH & NEUBAUER (1989). Auch FLÜGEL (1990) behandelt die Verbreitung, Paläogeographie und Tektonik des voralpinen Kristallinstockwerks. Schließlich diskutiert SCHÖNLAUB (1992a) alpines Paläozoikum im Hinblick auf Plattenbewegungen. Die paläozoische Entwicklung in den Alpen wird von VON RAUMER (1998) in der momentan neuesten Arbeit dieser Liste beschrieben.

Eine geochemische Bearbeitung der Hochwipfel-Formation wurde bisher nicht durchgeführt, ebenso existieren nur grobe Vorstellungen über die Mächtigkeit, die stratigraphische Abfolge innerhalb der Einheit sowie die Sedimentationsdynamik und die ehemaligen Liefergebiete.



Abb. 1.2: Blick von der Seltschacher Alm auf dem Dreiländereck nach Osten zum Steinberg im Kamm der Westkarawanken und dem unter einer Wolkendecke liegenden Klagenfurter Becken.

2 Geologischer Rahmen

2.1 Geographischer Überblick

Der von West nach Ost verlaufende Kamm der Karawanken bildet die geographische Verlängerung der Karnischen Alpen. Während die westliche Begrenzung mit dem Durchbruch der Gailitz bei Arnoldstein sehr scharf gezogen ist, taucht der Gebirgszug nach Südosten langsam in das Pannonische Becken Österreichs und Ungarns ab. Die Gesamtlänge der Karawanken beträgt etwa 120 Kilometer (POLINSKI, 1991). Nach Süden bildet das Savetal, nach Norden das Drautal die orographische Begrenzung. Der westlich des Loiblpasses gelegene Anteil wird im Allgemeinen als Westkarawanken, der östlich gelegene hingegen als Ostkarawanken bezeichnet. Innerhalb der Ostkarawanken kann ein nördlicher Gebirgszug von einem südlichen unterschieden werden. In den Westkarawanken lässt sich dagegen nur ein Kamm verfolgen. Diese Merkmale lassen sich auch bereits auf einem Satellitenbild erkennen (Abb. 2.1).

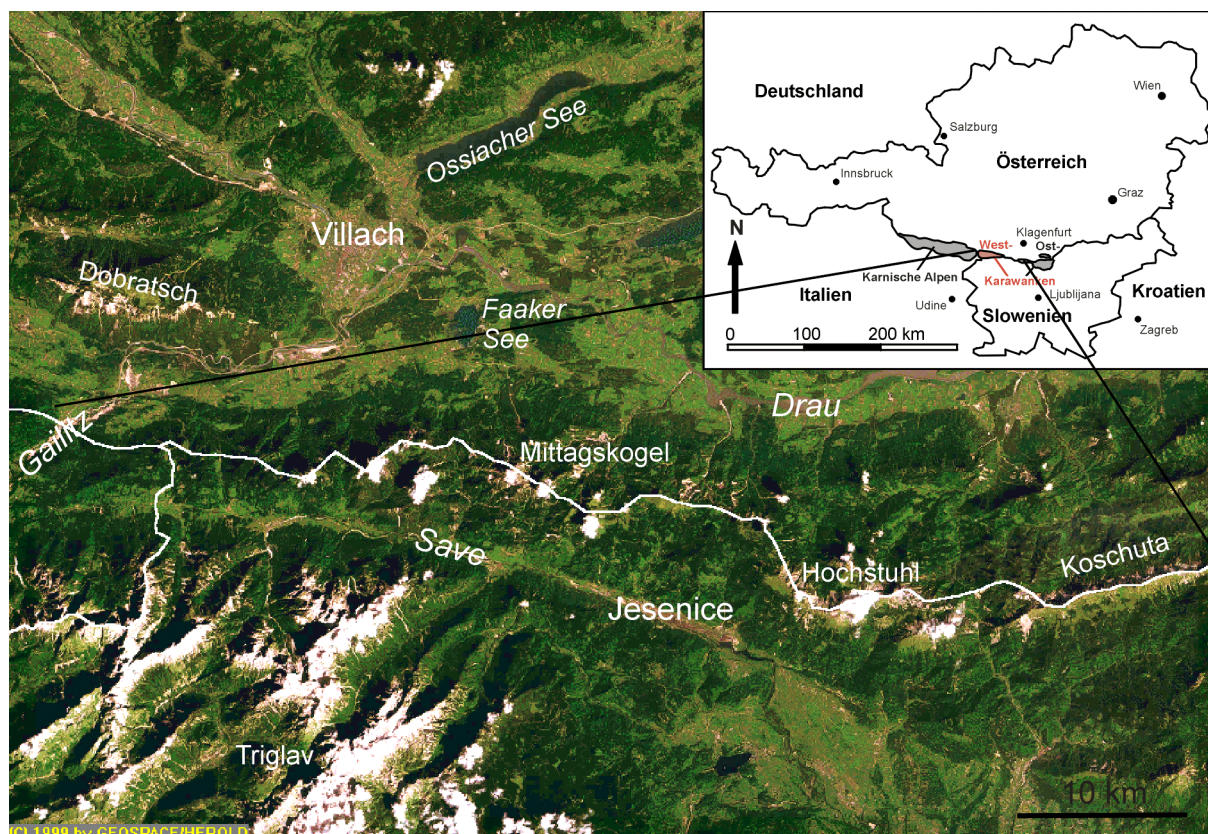


Abb. 2.1: Geographische Lage der Karawanken und der Karnischen Alpen mit einem Satellitenbild der Westkarawanken; verändert nach ©1999 Herold Business Data AG / GEOSPACE Beckel Satellitenbilddaten GmbH.

Nur im westlichen Anteil der Westkarawanken tritt Paläozoikum zutage (Abb. 2.2). Von den etwa 25 Kilometern zwischen Gailitz-Durchbruch und dem Mittagskogel bei Rosenbach entfallen circa 20 Kilometer auf die für die Untersuchungen interessanten Bereiche. Bei einer maximalen nordsüdgerichteten Ausdehnung von etwa 5 Kilometern entspricht dies einer Fläche von annähernd 100 km². Der mit 564 m ü.NN tiefste Punkt des Arbeitsgebiets liegt in der Nähe von Arnoldstein, am Ufer der Gailitz, während der mit 2145 m u.NN höchste Punkt durch den mächtigen Gipfel des Mittagskogels gebildet wird. Höchster Punkt der paläozoischen Gesteinsserien ist der Steinberg mit 1655 m

ü.NN. Außer im Bereich des Mittagkogels weisen die Westkarawanken einen ausgesprochenen Mittelgebirgscharakter auf. Die Gesteinseigenschaften und die oft fehlende Überdeckung durch die widerstandsfähigeren permotriassischen Kalke bedingt dieses kuppige Relief. Die Hauptaufschlussbereiche sind im Umfeld des Steinbergs und des Dreiländerecks gelegen (Abb. 2.2).

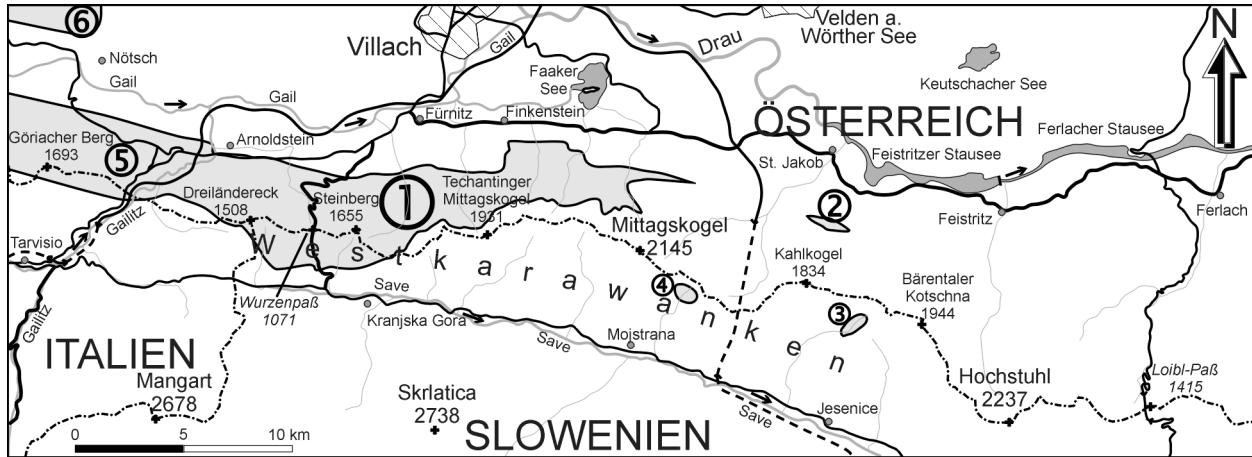


Abb. 2.2: Geographische Übersichtskarte des Arbeitsgebiets mit Ausstrichsbereich paläozoischer Schichten: ①) Kernbereich des Arbeitsgebiets, ②) Radischgraben, ③) Jesenica-Tal, ④) Rosenkogel, ⑤) östliche Karnische Alpen, ⑥) Karbon von Nötsch.

Der Gebirgskörper wird fast ausschließlich orthogonal zum Kammverlauf entwässert. Diese meist sehr tief eingeschnittenen Schluchten, die häufig als Gräben bezeichnet werden, liefern die besten Aufschlussbedingungen. Insbesondere sind dies von West nach Ost: Schauschakgraben, Petrinjakgraben, Kokragraben, Fuggergraben, Korpitschgraben, Feistritzgraben, Suchagräben und Rauscherbachgraben. Das Wasser dieser Bäche fließt der Drau zu, die wiederum zur Donau entwässert. Die weiter im Osten gelegenen Gräben führen mit Ausnahme des Radischgrabens keine paläozoischen Gesteine und sind daher nicht von Bedeutung. Nach Süden entwässern meist steile Schluchten, die fast ausschließlich in Kalke der Trias eingeschnitten sind, zur Save und später ebenfalls zur Donau. Eine Ausnahme bilden hierbei der Bachkessel der Trebiza am Dreiländereck und der Suheljgraben am Steinberg, da in ihnen noch Gesteine des Karbon austreichen. Die Wasserführung der Südflanke ist im Allgemeinen etwas bis deutlich geringer als die der Nordflanke. Aus diesem Grunde sind die nördlichen und speziell die tieferen Hänge der schattigen Schluchten oft von einer sehr dichten Vegetation bedeckt, welche im Süden etwas aufgelockerter erscheint. Der gerade Kammverlauf lässt sich ebenfalls sehr gut in einem digitalen Geländemodell erkennen (Abb. 2.3). Gleichfalls treten die drei Hauptbegrenzungen des Gebirgskammes, Gailitz-Durchbruch im Westen, Drau-Tal im Norden und Save-Tal im Süden, in Erscheinung.

Infrastrukturell ist das Umfeld der Westkarawanken durch den florierenden Tourismus sehr gut erschlossen, dagegen führen nur der Wurzenpaß und der Karawankenstraßen- und Eisenbahntunnel durch das Gebirge hindurch. Innerhalb der eigentlichen Westkarawanken befinden sich praktisch keine Ansiedlungen. Die Stützpunkte für meine Untersuchungen waren hierbei die Marktgemeinde Finkenstein am Faaker See und der Teilort Agoritschach der Gemeinde Arnoldstein. Nächstgrößerer Verwaltungssitz ist die Stadt Villach. Auf slowenischer Seite sind Kranjska Gora und Jesenice von Bedeutung.

Das Arbeitsgebiet wurde von mir während der Jahre 1999 und 2000 in drei Etappen besucht und systematisch begangen.

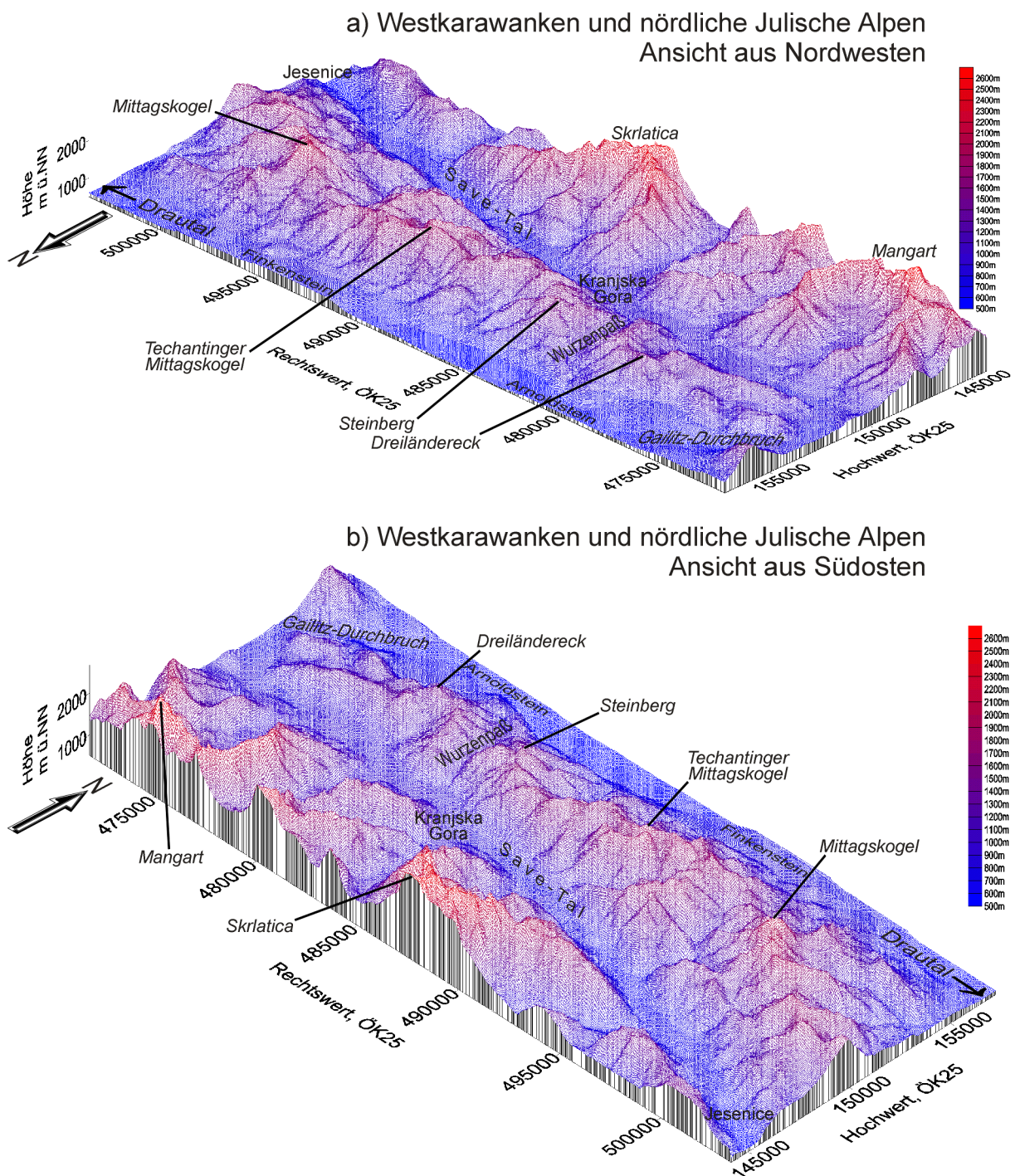


Abb. 2.3: Digitales Höhenmodell der Westkarawanken und nördlichen Julischen Alpen; a) Ansicht aus Nordwesten (Neigungswinkel 25°); b) Ansicht aus Südosten (Neigungswinkel 30°). Die Rasterweite des Modells beträgt 50 m, es wurden 33.749 Datentripel eingemessen und 332.105 Gitternetzpunkte berechnet. Als Grundlage wurden die Kartenblätter 200 Arnoldstein und 201 Villach der Österreichischen Karte im Maßstab 1:25.000 des Bundesamtes für Eich- und Vermessungswesen verwendet.

2.2 Geologischer Überblick

Die Karawanken streichen, wie die westlich gelegenen Karnischen Alpen, entlang der Grenze zwischen Ostalpin und Südalpin, welche durch die Periadriatische Naht (PAN) gebildet wird (Abb. 2.4). Die Westkarawanken und die Karnischen Alpen kommen hier gänzlich im Bereich des Südalpins zu liegen, während in den Ostkarawanken noch eine weitere Trennung in einen ostalpinen Nordstamm und das Seeberger Paläozoikum vorgenommen wird (SCHÖNLAUB & HEINISCH, 1993; TOLLMANN, 1985; SIEWERT, 1984, 1978; HLAUSCHEK, 1983; SCHÖNLAUB, 1980a, 1979; ANDERLE, 1970). Dagegen wird der Drauzug und das Gailtalkristallin mit den Nordkarawanken in Verbindung gebracht (SCHÖNLAUB, 1979; DEL NEGRO, 1977). Die Verbreitung paläozoischer Sedimentserien beschränkt sich in den Westkarawanken auf die Bereiche südlich der PAN, in den Ostkarawanken treten sie dagegen beiderseits davon auf.

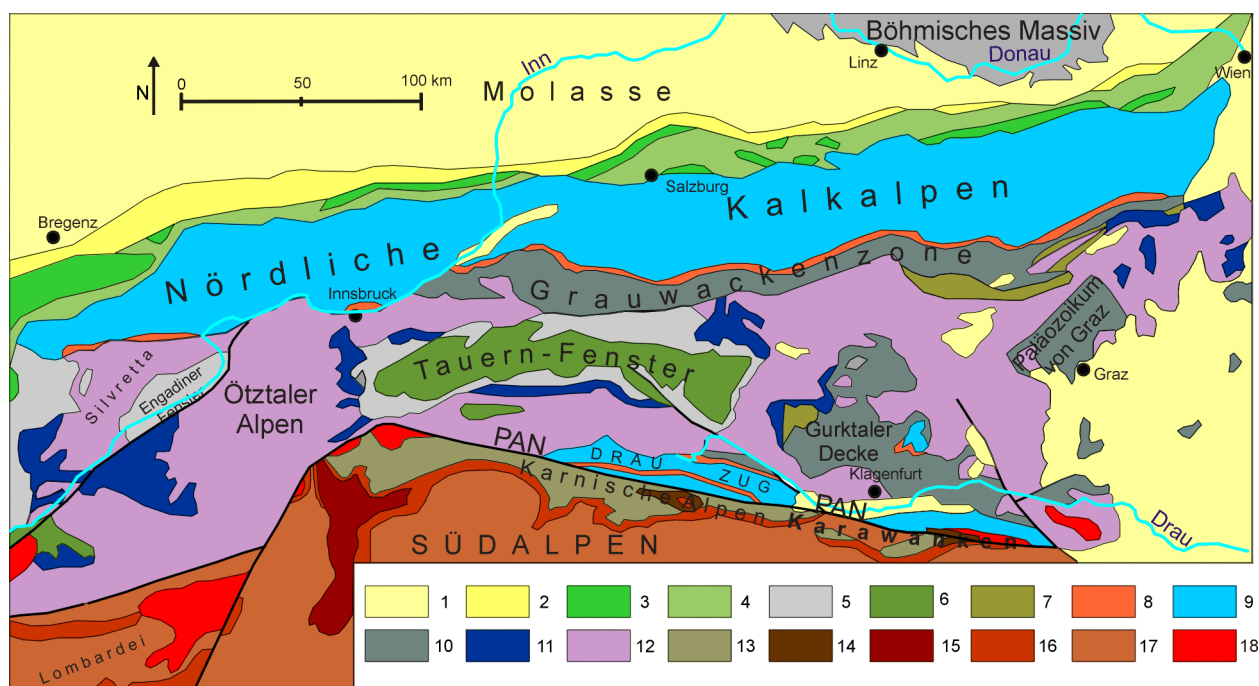


Abb. 2.4: Geologische Übersichtskarte von Österreich (verändert nach KRÄINER, 1993)
 1 Molasse, 2 subalpine Molasse, 3 Helvetikum und Klippenzone, 4 Rhenodanubischer Flysch, 5 metasedimentäre Gesteine der Penninischen Zone, 6 kristallines Basement der Penninischen Zone, 7 karbonale Sedimente der Ostalpen (Oberostalpin), 8 permische / untertriassische (Skyth) Sedimente der Ostalpen (Oberostalpin), 9 Mesozoikum der Ostalpen (Oberostalpin), 10 Paläozoikum (Ordovizium - Unterkarbon) der Ostalpen, 11 Permo-Mesozoikum in Zentralalpenfazies (Unter-Mittelostalpin), 12 metamorphes Basement („Altkristallin“), 13 Paläozoikum (Ordovizium-Unterkarbon) der Südalpen, 14 Sedimente des Oberkarbon der Südalpen, 15 Bozener Quarzporphyr, 16 permische/frühtriassische (Skyth) Sedimente der Südalpen, 17 Mesozoikum der Südalpen, 18 periadriatische Intrusivgesteine, PAN Periadriatische Naht.

An der Periadriatischen Naht fanden während spätpaläozoischer Zeit dextrale Bewegungen statt, die in Verbindung mit einem allgemeinen Extrusionsmodell der Ostalpen diskutiert werden (RATSCHBACHER et al., 1991, 1989). Im System der Save-Störungslinie sind derartige Verschiebungen ebenfalls in einem ähnlichen Zeitabschnitt zu erkennen (FODOR et al., 1998). Sinistrale Blattverschiebungen entlang der Gailitz-Linie konnten bisher in ihrer Altersstellung nicht eindeutig eingestuft werden.

Die Sedimentationsbecken des Hochwipfelkarbons der Karnischen Alpen, der Karawanken, des Karbon von Nötsch, der Veitscher Decke, der Stolzalpendecke und des Grazer Paläozoikum erfuhren ihre Anlage während der Konvergenz im Zuge der Orogenese der Varisziden Mittel- und Südeuropas (SCHÖNLAUB, 1992a; FLÜGEL, 1990, 1977; VAI & COCOZZA, 1986). Die variszische Entwicklung im Bereich der Alpen erfolgte im Westen in Form einer Kollision von Gondwana und Euramerika, nach Osten hingegen zunehmend durch Akkretion einzelner Terrane im Sinne einer Collage an den Südrand der mitteleuropäischen Varisziden (VON RAUMER et al., 2002; VON RAUMER, 1998; STAMPFLI, 1996, 1993; FLÜGEL, 1990; FRISCH & NEUBAUER, 1989). Im Zuge der vollständigen Schließung der Paläotethys im Bereich der heutigen Südalpen während des höheren Unterkarbon (mittleres Visé) wechselte der Charakter der Sedimentation vom geotektonischen Milieu eines passiven zu der eines aktiven Kontinentalrandes. In der Gesteinsabfolge zeigt sich dieser Zeitpunkt durch das Ende der karbonatischen Sedimentation und das Einsetzen der intensiven Flyschsedimentation der Hochwipfel-Formation sehr deutlich (LÄUFER et al., 1993; SCHÖNLAUB, 1992a).



Abb: 2.4a: Blick vom Paläozoikum der Westkarawanken (Suheljgraben bei Kranjska Gora) zur Trias der Julischen Alpen (Škrlatica- und Oltar-Massiv, 2740 m).

2.3 Paläogeographische Entwicklung der Varisziden

Es bestehen große Ähnlichkeiten zwischen der Kristallinentwicklung des zukünftigen Avalonia und seiner früheren perigondwanischen ostwärtigen Verlängerung, wie zum Beispiel Cadomia und dem Intraalpinen Terran. Die plattentektonische Geschichte vom späten Proterozoikum bis zum späten Ordovizium kann als kontinuierliche, Gondwana-gebundene Entwicklung betrachtet werden (VON RAUMER et al., 2002; PHARAOH, 1999). Der präkambrische Anteil der von Gondwana abstammenden Mikrokontinentbruchstücke ist durch cadomisches Kristallin, cadomische Granitoide und proterozoische detritische Sedimente geprägt (VON RAUMER et al., 2002; MATTE, 1986; VAI & COCOZZA, 1986). Eine erste proterozoische Entwicklungsphase mit Schüttungen von teils archaischem Detritus in Riftzonen, die Entwicklung ozeanischer Kruste sowie die Subduktion und Ausbildung ozeanischer Inselbögen (Paläopenninikum, eventuell auch die Plankogel-Koriden-Entwicklung) beeinflussten den Kontinentalrand von Gondwana (FLÜGEL, 1990). Generell kann die Existenz eines neoproterozoischen aktiven Kontinentalrandes an Gondwana angenommen werden. So weisen zum Beispiel Avalonia und Armorika während des späten Proterozoikum und ältesten Paläozoikum einen aktiven Kontinentalrand vom andinen Typ auf (KEMNITZ et al., 2002). In der Back-Arc –Situation dieses Kontinentalrandes kam es im weiteren Verlauf zu einer intensiven Dehnung und Rifting, die ein zusätzliches Aufströmen von Asthenosphärenmaterial zur Folge hatten und die Entstehung des Rheischen Ozeans markieren (VON RAUMER et al., 2002). Nach FLÜGEL (1990) blieb der Bereich des alpin-mediterranen Raumes entweder die gesamte Zeitspanne der paläozoischen Entwicklung ein Teil Gondwanas und es bildeten sich demnach auch keine ausgeprägten Ozeane. Oder es spalteten sich verschiedene Terrane vom Nordrand Gondwanas ab und schufen durch ihre nordwärts gerichtete Drift neue ozeanische Bereiche südlich von ihnen. Schließlich kam es zur Kollision von Gondwana und Laurussia (Euramerika) sowie angeschweißter Akkretionskeile.

2.3.1 Kambrium

Nach SCHÖNLAUB (1992) bedingte das Auseinanderbrechen des Superkontinents Rhodinia im Kambrium die Bildung des Iapetus und des Tornquist-Ozeans. Gondwana blieb nach COCKS (2000) mindestens bis zum spätesten Kambrium als Kontinent intakt und war durch eine Flachwasser-Fazies mit geringer Diversität geprägt. KEMNITZ et al. (2002) geben aufgrund von Datierungen Rift-gebundener Magmatite für das Auseinanderbrechen Gondwanas ein mittel- bis oberkambrisches Alter an (517 bis 501 Ma). Dies wird durch das Auftreten mittel- bis spätkambrischer bimodaler Vulkanite intrakontinentaler Rift-Zonen in den zentralen Westsudeten, dem Böhmischem Massiv und Iberien gestützt (DOSTAL et al., 2001; CROWLEY et al., 2000). VAI & COCOZZA (1986) postulieren gleichfalls eine kambrische bis mittelordovizische Sedimentation auf einem cadomischen Grundgebirge, die gemeinsam von einer späteren schräg gerichteten Krustenausdünnung und Transformdehnung unter Bildung von pull-apart –Becken und lokaler leichter Faltung betroffen wurden. Diese Prozesse werden der sardischen Phase (Kambrium / Ordovizium-Grenze ?; VAI & COCOZZA, 1986) zugeschrieben. FRISCH & NEUBAUER (1989) nehmen während des Kambrium und Ordovizium einen etwa 6000 km breiten ozeanischen Raum zwischen Baltika und Gondwana an. Der Südpol lag zu dieser Zeit etwa im Bereich nordwestlich von Afrika. Während des Kambrium lag Avalonia noch nahe am südamerikanischen Kontinentalrand Gondwanas, in relativ hohen und temperierten Paläobreiten. Hingegen weisen Iberia-Armorica, Laurentia und Sardinien Warmwasser-Plattformkarbonate auf (COCKS, 2000). Archaeocyathen deuten

während des frühen Kambrium für diesen Teil des perigondwanischen Raumes auf eine Lage innerhalb 30° beiderseits des Äquators hin (VON RAUMER et al., 2002).

2.3.2 Ordovizium

Nach SCHÖNLAUB (1992) bestehen bedeutende Unterschiede zwischen den verschiedenen Rekonstruktionen bezüglich der paläogeographischen Breite des Paläozoikum in den Alpen (u.a. verglichen mit SCOTese & MCKERROW, 1990). Im Ordovizium zeigte sich eine Abschwächung des gondwanischen Einflusses und eine stärkere Affinität des alpinen Raums zum wärmeren Nordeuropa. Der Südpol lag zum Arenigium (jüngeres Unterordovizium) etwa im Bereich von Libyen (Abb. 2.5a) und Gondwana reichte bis in die geographische Breite des Äquators. Laurentia befand sich in einer äquatorialen Lage, Baltika dagegen im temperierten Bereich und Teile von Gondwana lagen in subpolarer Stellung (COCKS, 2000). Im Arenigium ist nach COCKS (2000) auch die maximale räumliche Trennung der großen Kontinente und damit der höchste Grad des Faunen-Endemismus erreicht. Die größte Ausdehnung zeitgleicher Ozeane kann daher im frühen Ordovizium angenommen werden.

Während dieses Abschnitts wies daher Laurentia, nordwestlich der zukünftigen Iapetus-Sutur, eine tropische Faunenprovinz, Baltika nördlich der generellen Transeuropäischen Suturzone (TESZ nach PHARAOH, 1999) eine temperierte Faunenprovinz und Gondwana südlich der TESZ eine Faunenprovinz hoher geographischer Breiten auf (COCKS, 2000). Gondwana driftete während des mittleren Ordovizium über den Südpol (SCHÖNLAUB, 1992). Hierbei kam es zur Ausbildung eines starken thermischen Gradienten, und die starke Vereisungsphase während des späten Ashgillium (Hirnantium Stufe) weist auf eine Lage innerhalb 30° um den Südpol hin (Abb. 2.5). Zum Ende des Ordovizium kann für den alpinen Bereich eine Lage von maximal 45° südlicher Breite vermutet werden (SCHÖNLAUB, 1992). Nach FLÜGEL (1990) soll für den alpin-mediterranen-Raum während des Ordovizium eine polnahe Lage angenommen werden. Damit ergeben sich aber Probleme bezüglich der Warmwasserfaunen des jüngeren Ordoviziums von Sardinien und der Ost- und Südalpen. Baltika war zu dieser Zeit von Gondwana durch den Tornquist-Ozean getrennt, der während des Ordovizium eine nach SW abtauchende Polarität der Subduktion aufgewiesen haben soll (PHARAOH, 1999).

Vom späten Präkambrium bis zum Ordovizium waren zu verschiedenen Zeitabschnitten unterschiedliche ozeanische Bereiche in die plattentektonische Entwicklung eingebunden. Zu diesen frühen ozeanischen Becken wird auch der Rheische Ozean gezählt, dessen initiale Bildung in einem oder mehreren Rheischen Riftstrukturen gesehen wird, die durch Kristallgebiete oder Mikrokontinente, wie Avalonia oder Cadomia voneinander getrennt wurden (VON RAUMER et al., 2002). Die Subduktionspolarität war seit dem spätesten Präkambrium in Richtung Gondwana orientiert. Im Verlauf des Ordovizium spalteten sich hierbei immer wieder einzelne Terrane von Gondwana ab und drifteten in nördlicher Richtung fort (KEMNITZ et al., 2002; COCKS, 2000; SCHÖNLAUB, 1992). Es handelte sich hierbei nach COCKS (2000) hauptsächlich um Avalonia, das wohl vom südamerikanischen Bereich Gondwanas stammt, Iberia-Armorica, Perunica (Böhmen) und mehrere alpine Fragmente (alpine Terrane). VON RAUMER et al. (2002) rechnen hierzu eine Vielzahl größerer und kleinerer Terrane in vergleichbarer perigondwanischer Stellung (Abb. 2.5a). Faunistische und paläomagnetische Hinweise lassen ebenfalls auf das Abdriften mehrerer Terrane im jüngsten Arenigium schließen (COCKS, 2000). Ostavalonia verblieb bis zum späten Arenigium (jüngeres Unterordovizium) an Gondwana. Ab dem jüngsten Arenigium, wahrscheinlich aber erst im Llanvirnium (älteres Mittelordovizium), begann das

eigentliche „Rifting“ und die nordwärts gerichtete Wanderung von Ostavallonia (BURNETT & QUIRK, 2001).

Dies könnte bedeuten, daß der Iapetus-Ozean nicht vor dem Llanvirnium unter Ostavallonia subduziert worden ist, wofür auch das Fehlen deutlicher magmatischer Einflüsse während des Arenigium spricht (BURNETT & QUIRK, 2001). Zwischen der Kristallinentwicklung des zukünftigen Avalonia und seiner früheren perigondwanischen ostwärtigen Verlängerung, wie zum Beispiel Cadomia und das Intraalpine Terran, bestehen große Ähnlichkeiten (VON RAUMER et al., 2002). Avalonia kann aufgrund seiner Größe als kleiner Paläokontinent bezeichnet werden. Nach VON RAUMER et al. (2002) verursachte die Subduktion des ozeanischen Rückens der Proto-Tethys unter den westlichen perigondwanischen Rand das Ablösen Avalonias. Dagegen kam es in der östlichen Verlängerung des Rückens zur Amalgamierung magmatischer Bögen und kontinentaler Splitter an Gondwana (Abb. 2.5a). Dieser Prozess kann mit dem weit verbreiteten ordovizischen orogenen Ereignis verbunden werden. Ordovizische Alter von alkalinen und hyperalkalinen Granitoiden (MATTE, 1986; BADHAM, 1982), Eklogiten sowie von Anatexis und Metamorphose deuten ebenfalls auf ein ordovizisches orogenes Ereignis hin (VON RAUMER et al., 2002; FLÜGEL, 1990; MATTE, 1986). Es handelt sich bei diesem thermischen Ereignis zur Ordovizium / Silur-Grenze nach VAI & COCOZZA (1986) und BADHAM (1982) um einen chemisch hochvariablen Magmatismus in einem Transform-Rift-Milieu. FLÜGEL (1990) geht von einer ordovizischen Akkretion zweier proterozoischer, panafrikanischer bis frühpaläozoischer (?) Terrane („Celtic terrane“ und „Speic terrane“) aus. Die über dem Kristallin folgenden Deckgebirgsgesteine der akkretionierten Terrane werden zum „Noric composite terrane“ zusammengefasst und aufgrund von Analogien als jüngeres Ordovizium bis älteres Karbon eingestuft (FLÜGEL, 1990). Es handelt sich hierbei um das „Noric composite terrane“ (sensu FRISCH & NEUBAUER, 1989) oder „Hun superterrane“ (sensu STAMPFLI, 1996). Es wird hierbei der Übergang zu einem aktiven Kontinentalrand des Anden-Typs angenommen, wobei Kontinentalblöcke wie Cadomia an Gondwana verschweißt wurden (VON RAUMER et al., 2002).

Die fossilführenden paläozoischen Einheiten der Ostalpen zeigen dagegen keine deutlichen Hinweise auf ein solches kaledonisches Deformationsereignis oder eine Kollision (SCHÖNLAUB & HEINISCH, 1993). Es tritt weder eine Winkeldiskordanz noch ein deutlicher Hiatus zwischen unter- und oberordovizischen Sequenzen auf. SCHÖNLAUB & HEINISCH (1993) führen an, daß in diesem Zuge oft genannte Porphyroide nicht mit einer Subduktionszone in Verbindung gebracht werden müssen. Vielmehr können sie aufgrund ihrer leicht kalkalkalinen Zusammensetzung auch auf die Bildung anatektischer Schmelze als Folge eines panafrikanischen tektonothermalen Ereignisses zurückgeführt werden. Erkennbare Gondwana-Affinitäten stützen die Bezeichnung als panafrikanische Ereignisse. Die endgültige Ablösung des saxothuringischen Raumes von Gondwana begann nach VON RAUMER et al. (2002) im Bereich Armorica zur Grenze Caradocium/Ashgillium im mittleren Ordovizium oder wie im alpinen Raum erst im spätesten Ordovizium und frühesten Silur (Ashgillium/Llandoveryium) mit der Öffnung der Paläotethys im Back-Arc –Bereich südlich des Bogens. Die alpinen Fragmente enthalten hauptsächlich kambro-ordovizische Metavulkanite magmatischer Bögen und spätordovizische Granitoide. Die ältesten Faunen innerhalb des späten Caradocium der alpinen Fragmente sind nach COCKS (2000) aber eindeutig Teil der mediterranen Provinz zuzordnen. Im Hun-Terran –Modell werden Armorica, Intraalpines Terran und weitere in östlicher Verlängerung gelegene Mikrokontinente in einer Terran-Vergesellschaftung zusammengefasst (Abb. 2.5b; VON RAUMER et al., 2002; STAMPFLI, 1996). Perunica und die anderen ehemaligen gondwanischen Terrane sollten sich

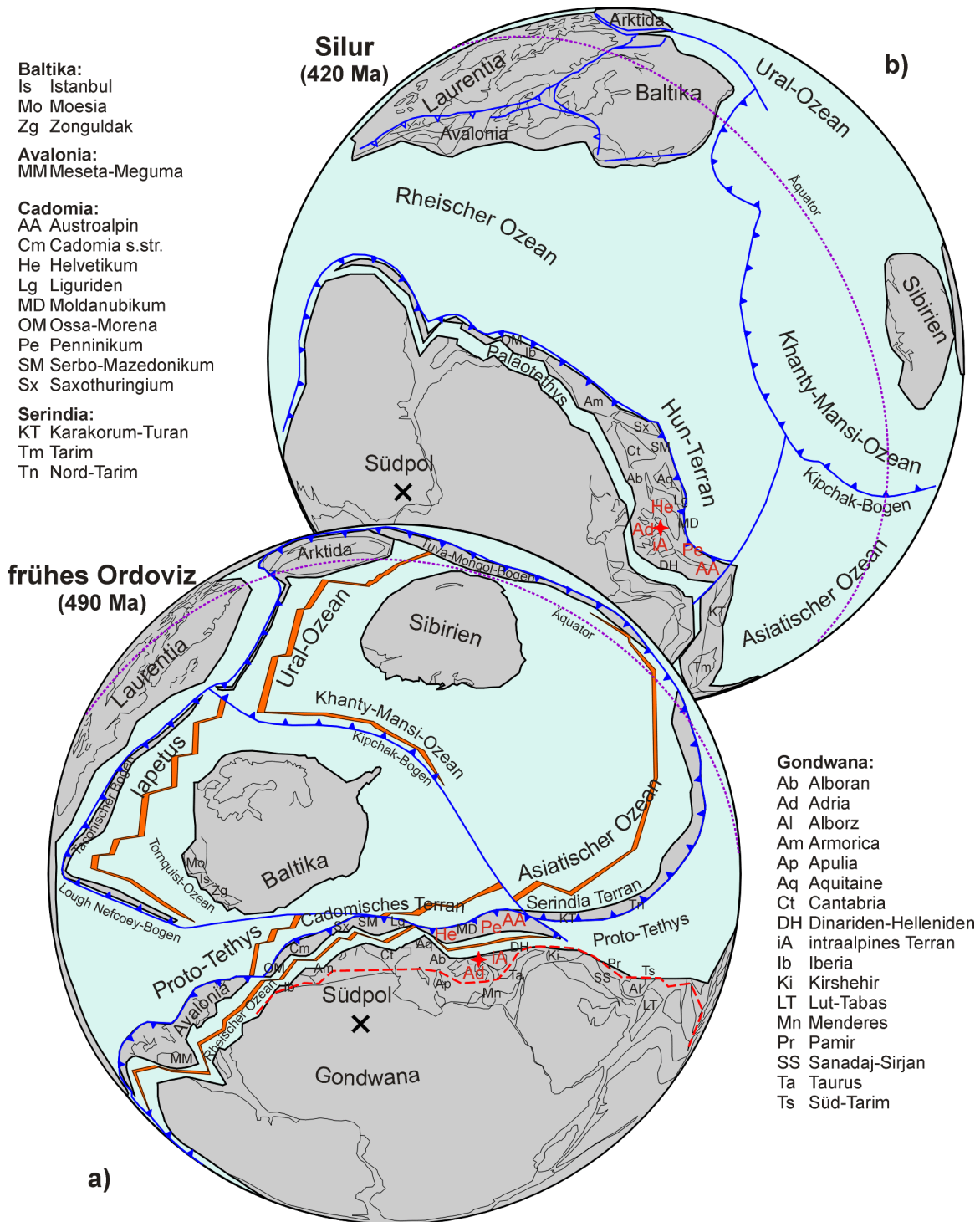


Abb. 2.5: a) Paläogeographie des alpin-mediterranen Raums während des frühen Ordovizium (490 Ma) und b) paläogeographische Situation im mittleren Silur (420 Ma). Der rote Stern markiert etwa die Lage des südalpinen Raumes (verändert nach von Raumer et al., 2002).

ebenfalls während des mittleren Ordovizium von Gondwana getrennt haben (Cocks, 2000). Die Lage der alpinen Terrane lässt sich jedoch erst im späten Silur gesichert in mittlere Paläobreiten einstufen. Avalonia kollidierte zur Ordovizium / Silur-Grenze mit Baltika, welche später zusammen in diachroner Weise vom mittleren Silur bis zum mittleren Devon mit Laurentia kollidierten. Aus dem Zeitraum des Ordovizium bis Devon ist in den Alpen kein gut entwickelter Ozeanboden überliefert und die Mehrzahl der basischen Gesteine zeigt weder Signaturen eines aktiven Plattenrandes, noch die eines

reifen Ozeanrückensegments (SCHÖNLAUB & HEINISCH, 1993). Vielmehr zeigen sie die Geochemie eines Intraplattenmilieus. Daher schließen SCHÖNLAUB & HEINISCH (1993), daß Krustendehnung während des frühen Paläozoikum die prägende Erscheinung in den Alpen gewesen sein soll und die Sedimentation bis in das mittlere Dinantium (mittleres Unterkarbon) kontrollierte haben soll.

2.3.3 Silur

Im Silur bestanden für den südalpinen Raum enge paläogeographische Beziehungen zu Süd- und Südwesteuropa und nur ein schwacher Austausch mit Gondwana. Biofazielle und biofaunistische Merkmale weisen auf eine Position um etwa 35° südlicher Breite hin (SCHÖNLAUB, 1992). Es kann daher nach SCHÖNLAUB (1992) weiterhin von einem kalten Klima in Südwesteuropa und dem westlichen Gondwana (Malvinokaffrische Faunenprovinz) ausgegangen werden. Die Lage des Südpols dürfte während des späten Ordovizium und auch des Silur etwa im zentralargentinischen Raum Gondwanas angenommen werden (Abb. 2.5b). Nach JEPSSON & ALDRIDGE (2000) weist eine Regression während des älteren Ludlowium (frühes Obersilur) auf die Entwicklung von Gletschern in hohen Breiten hin und fällt mit einer Zunahme der Tonfraktion innerhalb der Sedimente sowie einem Zurückweichen der karbonatproduzierenden Bereiche zusammen. Im mittleren Ludlowium herrschten wieder Bedingungen mit hochsalinaren Oberflächenwässern und demnach eine Interglazialphase (JEPSSON & ALDRIDGE, 2000). Nach LOYDELL (1998) kann eine Zunahme des Gehalts an organischem Kohlenstoff in marinen Sedimenten möglicherweise als Indikator transgressiver Phasen betrachtet und somit als Hinweis auf eine Interglazialepisode angesehen werden. Eine erneute Regression trat im jüngeren Ludlowium auf.

Die östliche Verlängerung des Rheischen Ozeans wurde aufgrund der mittel- bis oberordovizischen Amalgamierung und der gleichzeitige Öffnung des Asiatischen Ozeans sowie der Kollision mit einer Transformzone inaktiv (Abb. 2.2.1b; VON RAUMER et al., 2002). In Folge dieser Akkretion wandert auch die Subduktionszone im Silur in externe Bereiche. Bei fortgeschrittener Subduktion bildeten sich nach VON RAUMER et al. (2002) Akkretionskeile und magmatische Bögen am aktiven Kontinentalrand Gondwanas, nördlich des Hun-Superterrans. Während der diachronen Öffnung der Paläotethys im Silur und frühen Devon spalteten sich dann nacheinander Teile des Hun-Superterrans schließlich endgültig ab. Nach SCHÖNLAUB (1992) soll im Silur die mögliche Trennung zweier terranartiger Bereiche innerhalb der Süd- und Zentralalpen stattgefunden haben. Nach COCKS (2000) weisen paläomagnetische Untersuchungen ebenfalls auf eine Separation der alpinen Fragmente von Gondwana wenigstens im späten Silur hin. FLÜGEL (1990) nimmt eine Abspaltung verschiedener Elemente vom Nordrand Gondwanas und deren Drift nach Norden bei zeitgleicher Subduktion des Rheischen Ozeans (Paläotethys nach FLÜGEL, 1990) nach Süden an. Damit verbunden ist die Öffnung eines neuen Ozeans (Rheischer Ozean, Rhenischer Ozean nach FLÜGEL, 1990) und die teilweise Bildung von Inselbögen. Nach der neuen Definition handelt es sich hierbei um die Schließung des Rheischen Ozeans bei zeitgleicher Öffnung der Paläotethys.

Falls die Paläotethys sich in einem Back-Arc –Milieu bildete, dürften damit die abspaltenden Kontinentfragmente damit auch leicht von Slab Roll-Back –Effekten der subduzierten Platte beeinflusst worden sein (VON RAUMER et al., 2002; STAMPFLI, 1996). Die Neubildung ozeanischer Kruste im Back-Arc –Bereich der Subduktion fand wahrscheinlich in Pull-Apart –ähnlichen Dehnungsstrukturen als Folge einer sehr schrägen Konvergenz statt (VON RAUMER et al., 2002). Die Öffnung der Paläotethys war insgesamt gesehen von eindeutig diachroner Art. VON RAUMER et al. (2002) nehmen an,

daß die Ablösung von Gondwana in drei Schritten erfolgte: Zuerst lösten sich die avalonischen Blöcke, dann die europäischen Hun-Terrane und zuletzt die fernöstlichen Hun-Terrane (Abb. 2.5b). Die Abtrennung kann im Osten erst nach der Akkretion exotischer Terrane (Serindia) im Silur, als Folge eines Slab Roll-Back der Proto-Tethys und der Spreizung des Asiatischen Ozeans, stattgefunden haben (VON RAUMER et al., 2002).

Während des mittleren Silur bis frühen Devon kam es bereits zur Kollision von Avalonia und Baltika mit Laurentia unter der Bildung von Laurussia (Euramerika). Sie wird der diachronen Schließung des Iapetus-Ozeans (im Norden zum späten Silur) zugeordnet (SCHÖNLAUB, 1992). Während des mittleren Silur unterschieden sich die Faunen von Perunica und Euramerika (Laurussia) auch weiterhin deutlich voneinander, was auf eine noch relativ weite Ausdehnung des Rheischen Ozeans schließen lässt. Paläomagnetische Daten aus dem außeralpinen Raum weisen zudem auf einen mehrere tausend Kilometer breiten ozeanischen Raum zwischen Fennosarmatia und Gondwana hin (BACHTADSE, 1995; FLÜGEL, 1990; VAN DER VOO, 1988). Iberia-Armorica, Perunica und die alpinen Terrane wurden erst ab dem frühen Devon an die europäische Collage angegliedert (KEMNITZ et al., 2002; COCKS, 2000).

2.3.4 Devon

Im Devon setzte sich der Trend des Silur fort. Warmwasserfaunen des Unterdevon der Südalpen können nur schwer mit einer gondwanischen Lage um 40° südlicher Breite vereinbart werden (FLÜGEL, 1990). Die Position des alpin-mediterranen Raums ist daher innerhalb eines Bereichs bis zu 30° südlicher Breite anzusiedeln (Abb. 2.6) (SCHÖNLAUB, 1992). Der Südpol wanderte in den zentralafrikanischen Raum Gondwanas. Nach SCHÖNLAUB (1992) kann auch weiterhin ein großer Einfluß äquatorialer Oberflächenströmungen an der Verbreitung von Organismengruppen angenommen werden. Zudem kann vom Vorhandensein zweier getrennter Ablagerungsräume innerhalb des alpinen Raumes ausgegangen werden (SCHÖNLAUB, 1992). Für Sibirien geben KRAVCHINSKY et al. (2002) für das späte Devon bis frühe Karbon (377 bis 350 Ma) bezüglich des heutigen Koordinatensystems einen Paläonordpol von 11,1° / 149,7° an. Für Sibirien muß zudem eine dextrale Rotation um 60° zwischen 450 und 360 Ma angenommen werden. Während dieser Zeitspanne fand dagegen keine Änderung der Paläobreite statt.

Für die südlich Laurussia gelegenen ozeanischen Räume wird für das späte Devon eine Ausdehnung von etwa 2800 Kilometer und für das Karbon immer noch von circa 2500 Kilometern angegeben (nach BACHTADSE & BRIDEN, 1990 und AIFA, 1990 in: SCHÖNLAUB, 1992), wobei jedoch auch von mehrfachen Schließungen und erneuten Öffnungen ausgegangen werden kann (vergleiche auch FRISCH & NEUBAUER, 1989). Ein weiterer ozeanischer Raum würde nach SCHÖNLAUB (1992) aber eine deutliche Faunentrennung zwischen Euramerika (Laurussia) und Südeuropa/Gondwana implizieren. VAI & COCOZZA (1986) machen für das Absinken der Flachwasser-Plattformen des Frasnium eine Transform-Rift-Phase verantwortlich, die in den Zeitbereich vom Oberdevon bis älteren Oberkarbon zu stellen ist. Die Kollision von Gondwana mit Laurussia (Euramerika) begann während des spätesten Devon in den westlichen Bereichen der späteren Varisziden (Abb. 2.6 und Abb. 2.7; VON RAUMER, 1998; SCHÖNLAUB, 1992). Es handelte sich um einen asymmetrischen und diachronen Prozess. Der Rheische Ozean bildete im Nordwesten keine Barriere mehr zwischen Gondwana und Südeuropa.

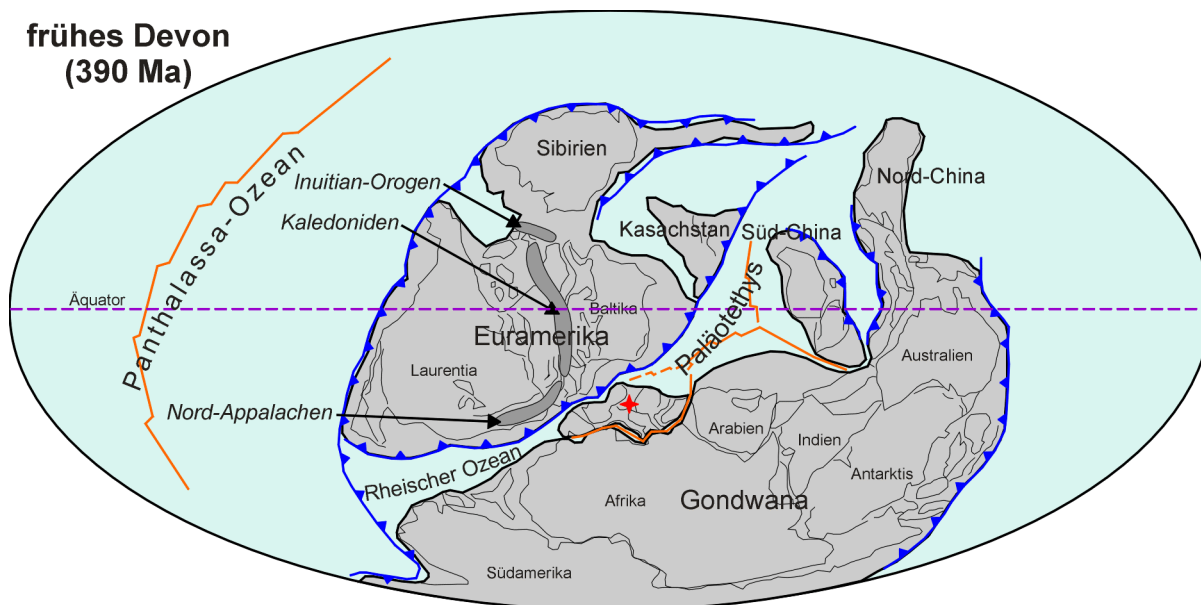


Abb. 2.6: Paläogeographische Situation im frühen Devon (390 Ma) mit der Lage des südalpinen Raumes (roter Stern) (verändert nach SCOTSE, C. R. & MCKERROW, W. S., 1990).

Nach VON RAUMER (1998) waren mit der Rotation der beteiligten Kontinentalplatten, insbesondere Gondwanas, während des Devon und Unterkarbon auch bedeutende Seitenverschiebungen verbunden. Diese traten ab dem spätesten Devon auf und weisen auf eine Deformationsauftrennung in Folge schiefer Kollision und Ausweichtektonik („escape tectonics“) hin (VON RAUMER, 1998; BADHAM, 1982). VAI & COCOZZA (1986) gehen daher auch von einer mehrfachen, schrägen Amalgamierung einzelner Blöcke in Form einer Collage aus, die letztlich für die Bildung des südalpinen variszischen Orogens verantwortlich war. VAI & COCOZZA (1986) begründen dies aufgrund folgender Hinweise:

- 1) Das Auftreten von zeitgleicher extensionaler und kompressionaler Tektonik mit magmatischen Erscheinungen auf engem Raum.
- 2) Die Ausbildung außergewöhnlicher, rhombischer Becken mit Turbidit-Füllungen, aber ohne jegliche Flysch-Charakteristika.
- 3) Eine wiederholte Krustenfragmentierung entlang Ost-West-streichender Seitenverschiebungen, die während des Oberdevon und Unterkarbon reaktiviert wurden und zu einem dextralen Versatz devonischer Einheiten der Karnischen Alpen führte. Bei einer Verlagerung der paläobiogeographischen Position aus dem Bereich der Uralischen Faunenprovinz in den der Rheinisch-Böhmischen Faunenprovinz ergibt sich dabei eine Transportweite von mehr als 2000 km.
- 4) Die spätvariszischen granitoiden Intrusionen verlaufen subparallel zur strukturellen Achse und werden aufgrund dieser Vorzugsrichtung mit Prozessen während A-Subduktionen assoziiert. Hiermit sind Scherzonen und Entkopplungen in verschiedenen Lithosphärenniveaus verbunden.

Diese Prozesse führten bis zum Mitteldevon vor allem zur Ausbildung schräg gerichteter Transform-Rifts und enger ozeanischer Tröge. In der Folge jedoch kam es zu den kompressiven Erscheinungen der variszischen Orogenese. Ein komplexes Netz aus transpressiv gehobenen Blöcken (Push-Up Ranges) und schmalen Pull-Apart – Becken trennte die beiden Kontinente Gondwana und Laurussia (Euramerika) (VAI & IZART, 2000a; VAI & COCOZZA, 1986). Trotz ausgedünnter Kruste soll es nach VAI & COCOZZA (1986) nie zu einer vollständigen Trennung beider Kontinente gekommen sein. Große Ozeanbecken zwischen Europa oder Südeuropa und Afrika (Gondwana)

können ihrer Meinung nach daher nicht angenommen werden. Vergleichbare sehr schräge transpressionale geotektonische Prozesse bei geringen ozeanischen Räumen wurden von MARRONI & TREVES (1998) für die oberkratazisch-oligozäne Entwicklung der Apenninen vorgeschlagen.

2.3.5 Karbon

Die im Devon noch vorherrschende südwärts gerichtete Drift wechselte zu Beginn des Karbon in eine schnelle Bewegung nach Norden (etwa 10 cm/a). Nach SCHÖNLAUB (1992) muß von der Schließung mehrerer Ozeane, darunter des Rheischen Ozeans im Westen sowie eines Pleionischen Ozeans zwischen Baltika und Sibirien, ausgegangen werden. Hiermit war die Ausbildung mächtiger Flyschablagerungen (Kulm-Fazies) in Mittel- und Südeuropa an aktiven Kontinentalrändern mehrerer kleiner Terrane verbunden. Die Kollision zwischen Gondwana und Euramerika kann im frühen und mittleren Oberkarbon (Namurium und Westfalium) angenommen werden (Abb. 2.8), wobei der Höhepunkt der variszischen Orogenese nach SCHÖNLAUB (1992) im späten Namurium bis jüngeren Moskovium (frühes bis mittleres Oberkarbon) erreicht war. Die Kollision der Südalpen mit den Zentralalpen ist in diesen Zusammenhang zu stellen (SCHÖNLAUB, 1992). Sie vollzog sich jedoch ebenfalls erst zum Ende des Namurium bis Anfang des Westfalium (Bashkirium bis frühes Moskovium; SCHÖNLAUB, 1992). Danach glichen sich die biofaziellen und biogeographischen Merkmale der Südalpen denen der Zentralalpen an. Die spätvariszische Fauna wies einen kosmopolitischen Charakter auf, wofür wiederum äquatoriale Strömungssysteme verantwortlich sein sollen (SCHÖNLAUB, 1992). Die Zentralalpen befanden sich im Karbon zusammen mit den südlich angeschlossenen Südalpen in äquatorialer Breitenlage. Der Paläo-Südpol lag nach DERDER et al. (2001) während des Moscovium (etwa 305 Ma) bei 28,3°S / 58,9°E bezüglich des heutigen Koordinatensystems, also etwa im Bereich südlich des heutigen Madagaskar. Die kontinentale Vereisung auf der südlichen Hemisphäre begann im Namurium A oder nahe der Namurium A/B –Grenze (Serpukhovium; älteres Oberkarbon) und verursachte in hohen Breiten eine Abkühlung, in äquatorialen Lagen dagegen eine Erwärmung (SCHÖNLAUB, 1992). Es sind jedoch auch aus dem Viséum glaziale Ablagerungen auf Gondwana bekannt. Nach WRIGHT & VANSTONE (2001) fällt das abrupte Einsetzen der spätpaläozoischen Glazieustasie mit oszillierenden Meeresspiegelschwankungen (vergleiche auch VAI & IZART, 2000a) im Unterkarbon mit etwa 330 Ma in den Bereich des Viséum 3C. Bis zum späten Viséum ist auch ein Ansteigen in der Amplitude der Meeresspiegelschwankungen zu erkennen. Im Raum der Britischen Inseln ist ein Übergang von semiaridem bis aridem Klima im mittleren Viséum zu zyklisch wechselndem humid-semiaridem Klima zu erkennen (WRIGHT & VANSTONE, 2001).

Humidere Klimate werden mit glazieostatistischen Meeresspiegeltiefständen in Verbindung gebracht. Nach OYRAZUN et al. (1999) wird die erste Vereisungsphase im mittleren Karbon durch eine Warmzeit im späten Karbon und jüngsten Perm von einer zweiten Vereisungsphase im frühen Perm getrennt. Es handelt sich hierbei um tektonisch induzierte Klimaschwankungen, die eine Folge der Hebungs- und Erosionprozesse während und nach der variszischen Orogenese darstellen und die zum Entzug von CO₂ aus der Atmosphäre führten (OYRAZUN et al., 1999). Die Zyklizität innerhalb der Auernig-Schichten des späten Karbon der Karnischen Alpen kann daher ebenfalls eine Reaktion auf glaziale Schwankungen sein. Das humide Klima des Oberkarbon dürfte nach SCHÖNLAUB (1992) aber bis in das frühe Perm angedauert haben. Erst die weitere kontinuierliche Norddrift während des Oberkarbon und Perm führte nach SCHÖNLAUB (1992) in den Zentralalpen zur Ausbildung semiarider bis arider Bedingungen. Innerhalb der Südalpen herrschten semiaride bis aride Bedingungen aber

erst im mittleren Perm (Kungurium ?). Die klimatischen Bedingungen sollen sich bis zum Ende des Perm noch weiter akzentuiert haben. Dieser Klimawechsel vollzog sich im Raum der Ostalpen im älteren Asselium und damit deutlich früher als in den Südalpen.

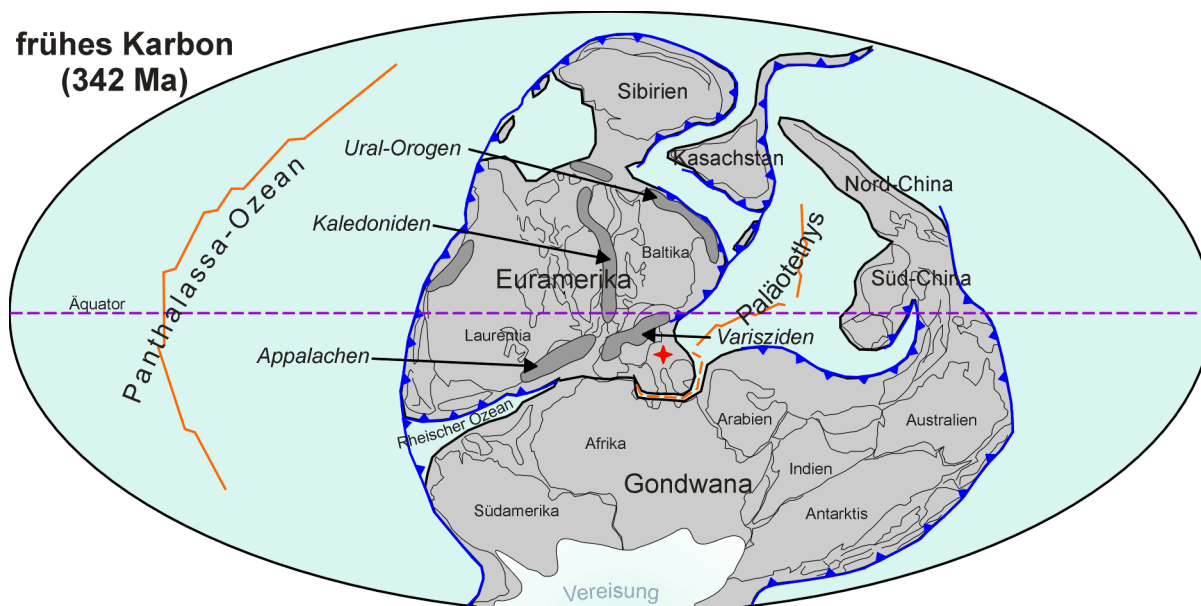


Abb. 2.7: Paläogeographische Situation im frühen Karbon (342 Ma) mit der Lage des südalpinen Raumes (roter Stern) (verändert nach SCOTSE, C. R. & MCKERROW, W. S., 1990).

Der Wechsel vom passiven zum aktiven Kontinentalrand, der von Subduktions- und Kollisionsprozessen geprägt war, fand innerhalb der Südalpen im späten Viséum statt (STAMPFLI, 1996; SCHÖNLAUB & HEINISCH, 1993). Die Flyschsedimentation innerhalb des West-Mediterranen Raumes beginnt diachron zwischen jüngerem Tournaisium und Moskovium (Westfalium) und könnte mit einer Wanderung der Sedimentationströge und einer zonenartigen Anordnung der Fazies-Elemente erklärt werden (FLÜGEL, 1990; VAI & COCOZZA, 1986; BADHAM, 1982). Während es nach FLÜGEL (1990) in den Karnischen Alpen im Westfalium C noch eine ausgeprägte Flyschsedimentation gab, war in den westlichen Südalpen das Kristallin bereits so weit freigelegt, daß die oberkarbone Molasse daher auch keine Metamorphose mehr erfahren konnte. Zwischen höherem Namurium und Westfalium folgen postvariszische Sedimente der Auernig-Schichten und äquivalenter Einheiten (FLÜGEL, 1990). Nach FLÜGEL (1990) war das variszische Gebirge zur Zeit des späten Oberkarbon in seinem Streichen aus mehr oder weniger parallel angeordneten Terranen aufgebaut. Bezüglich der Existenz einer herzynischen Collage am Nordrand der Paläotethys gegen Fennosarmatia mit Ausbildung von Akkretionskeilen, Inselbögen und der Entwicklung eines aktiven Kontinentalrandes herrscht nach FLÜGEL (1990) innerhalb der meisten Modelle weitgehende Übereinstimmung. Die Tornquist-Linie dürfte als Seitenverschiebung östlich hiervon zu einer Trennung von Einheiten, insbesondere von Moesia und Skythia, geführt haben (FLÜGEL, 1990; MATTE, 1986). Die Mediterrane Kristallinzone (sensu FLÜGEL, 1990) umfaßt unter anderem Elemente der Tatriden und Veporiden der Westkarpaten, des Präalpidikums der penninischen Decken, des tieferen Kristallins Transdanubiens, des Unter- und Mittelostalpins der Alpen und des metamorphen Kristallins der Südalpen. In ihrem Inhalt deckt sie sich daher mit dem von VON RAUMER et al. (2002) und STAMPFLI (1996) definierten „Hun-Superterran“.

Die Konvergenz zwischen Gondwana und Euramerika (Laurussia) äußerte sich im westlichen Bereich des alpin-mediterranen Raumes in Form einer orogenen Kollision von Gondwana mit Laurussia, die jedoch nach Osten in eine Collage paläozoischer (herzynischer) Terrane überging (VAI & IZART, 2000; FLÜGEL, 1990; FRISCH & NEUBAUER, 1989). Das Koriden-Terran und das Plankogel-Terran des zentralalpinen Raumes bildeten nach FLÜGEL (1990) den nördlichen Rand eines ozeanischen Bereichs, an dem es im Karbon zur Kollision mit einem von dessen südlicher Begrenzung stammendem Terran kam. Nach LOESCHKE & HEINISCH (1993) war die Kollision zwischen dem nördlichen Rand Gondwanas und dem Mittel-Austroalpinen Kristallin im Norden während des Stefanium abgeschlossen (Abb. 2.2.4). Ab dem jüngeren Karbon sollte dieses Orogen bereits eine Einheit gebildet haben und wieder zum Abtragungsgebiet geworden sein (FLÜGEL, 1990). Während des Karbon fand auch die Kollision des nördlich gelegenen Armorica mit Gondwana im Süden statt. Im mitteleuropäischen Bereich waren hiermit synorogene Flyschablagerungen mit großen Olistholith-Blöcken verbunden (CONTI et al., 1999). Nach CONTI et al. (1999) ist der variszische Deckenstapel im Bereich von Sardinien ebenfalls das Ergebnis einer Einengungsphase im Unterkarbon. Auch die variszische Hauptphase mit teilweise hochgradiger Regionalmetamorphose und Deformation fällt nach FLÜGEL (1990) in den Zeitraum des Unterkarbon. Rb/Sr-Gesamtgesteinsdatierungen lieferten ein Alter der Metamorphose von 350 ± 3 Ma (DEL MORO et al., 1980). Mit diesen Prozessen ist eine ausgeprägte Einengung und Stapelung mit großräumigem Deckenbau verbunden. Der Höhepunkt der variszischen Deckenstapelung dürfte hierbei wohl schon im späten Devon bis älteren Karbon vor dem Metamorphose-Maximum erreicht worden sein (FLÜGEL, 1990). Für die ehemalige N-S-Erstreckung des paläozoischen Beckens nehmen FLÜGEL (1990) und VAI & COCOZZA (1986) eine Distanz von etwa 300 km an. Die Hauptkompressionsphase war ihrer Ansicht nach sehr kurz und fällt in den Zeitbereich „asturische Phase“ vor dem Westfalium D. Die variszische Metamorphose erfolgte im Niveau der Brixener Quarzphyllite beispielsweise in der Grünschiefer-Fazies und war verbunden mit mehrphasigen Deformationen sowie mafischen und granodioritischen Intrusionen im späten Oberkarbon (FLÜGEL, 1990).

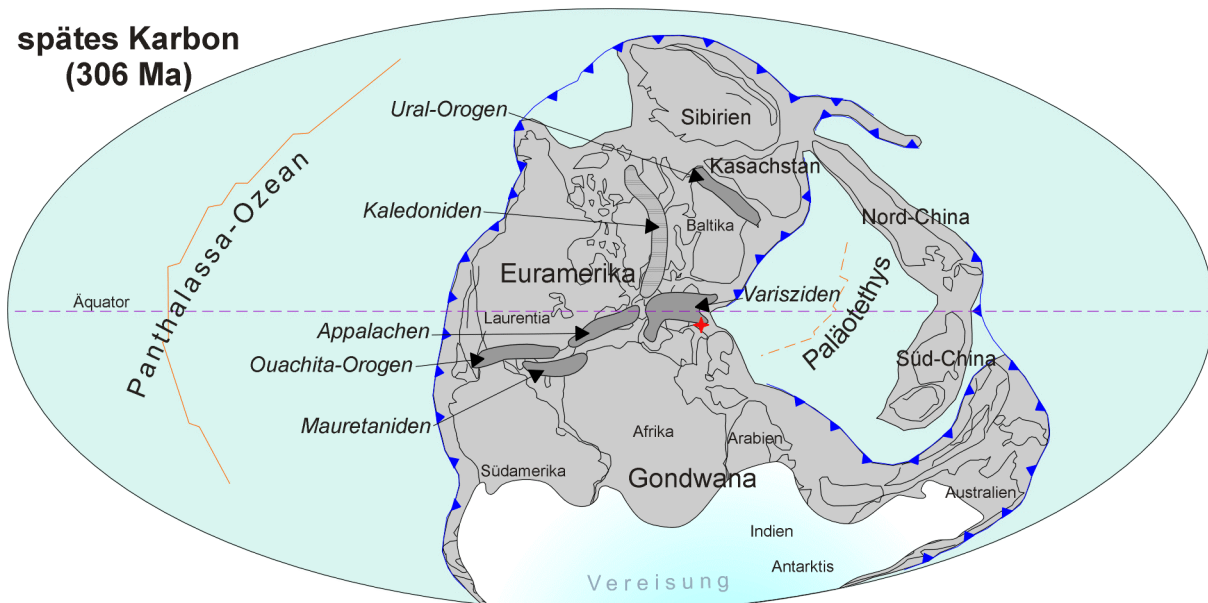


Abb. 2.8: Paläogeographische Situation im späten Karbon (306 Ma) mit der Lage des südalpinen Raumes (roter Stern) (verändert nach SCOTese, C. R. & MCKERROW, W. S., 1990).

Diese metamorphe Phase war in den seichteren Bereichen bereits im Namurium, in den tieferen Stockwerken dagegen erst im jüngsten Oberkarbon zuende. Eine jüngere Phase wurde von DEL MORO et al. (1980) mit 317 ± 16 Ma datiert. Beide Metamorphoseereignisse weisen auf Grünschiefer-fazielle Bedingungen hin (DEL MORO et al., 1980).

Ab dem Viséum kommt es zum Aufstieg kalkalkaliner Schmelzen und ab dem Perm zur Platznahme postorogener Plutone (FLÜGEL, 1990). Bei den variszischen Granitoiden handelt es sich um Al-reiche Leukogranite (370-300 Ma), die als nasse Aufschmelzung von Sedimenten und präkambrischen bis altpaläozoischen Granitoiden entstanden sind, sowie um kalkalkaline Monzogranite und Granodiorite (360-280 Ma), deren Genese an eine basale Krustenaufschmelzung mit Anteil primärer Mantelschmelze gebunden war (MATTE, 1986). KLÖTZLI et al. (2001) beschreiben aus dem Südböhmischen Pluton ebenfalls Aufschmelzungen cadomischer Unterkruste während der Bildung und Platznahme variszischer Granitoid-Körper. Im Viséum kam es auch in den Externmassiven des alpinen Raumes zur Bildung K-Mg-reicher kalkalkaliner magmatischer Serien. In diesen Zusammenhang werden auch Intrusionen von Lamprophyren innerhalb des Südschwarzwalds (VON RAUMER, 1998) und der variszischen Batholithe Iberiens gestellt (BEA et al., 1999). Nach FLÜGEL (1990) stellt die große Zahl und Menge an permokarbonen Granitoiden einen Hinweis auf ein komplexes Subduktions- und Kollisionsregime mit stark verdickter kontinentaler Kruste dar.

Seitenverschiebungen und Abschiebungen führten zur Anlage oberkarboner bis unterpermischer Becken (CONTI et al., 1999). Nach VAI & COCOZZA (1986) sind Anteile dieser Bewegungen schon während präasturischer Phasen (vor dem Westfalium D) erkennbar. So bildeten sich ab dem Namurium im Briançonnais mächtige, mit kalkalkalinen sauren Vulkanoklastika vergesellschaftete kontinentale Folgen in pull-apart -Becken, die in den Westliguriden erst ab dem Westfalium und in den Tauern sogar erst im Perm (FLÜGEL, 1990) auftraten. Die permokarbonen intramontanen Beckenbildungen weisen zudem auf hohe Hebungsraten und das Zergleiten des Orogens hin (FLÜGEL, 1990). Diese spätorogene Extension und thermische Entlastung war teilweise mit der Bildung metamorpher Kernkomplexe verbunden (CONTI et al., 1999). In diesem Zuge sind auch großräumige dextrale Seitenverschiebungen im Armorikanischen Massiv und Massif Central, sowie sinistrale Seitenverschiebungen im Iberischen Ast (MATTE, 1986; ARTHAUD & MATTE, 1977) zu sehen. BADHAM (1982) und BADHAM & HALLS (1976) versuchten ebenfalls, das variszisch-herzynische Orogen durch ein dextrales seitenverschiebendes transpressives Regime zwischen Gondwana und Laurussia zu erklären. Die akkretionierten und amalgamierten Mikroplatten (Terrane) erfuhren während des jüngeren Paläozoikum nicht nur einen dextralen Versatz entlang des Südrandes der europäischen Varisziden, sondern auch eine interne dextrale Rotation (BADHAM, 1982). ARTHAUD & MATTE (1977) legen das Einsetzen der tektonischen Bewegungen und die Ausbildung einer Megascherzone bereits in das Stefanium, wobei während des Perm eine spätere Reaktivierung in Form von Grabenstrukturen stattgefunden hat. MATTE (1986) geht im Fall der dextralen Seitenverschiebung zwischen Gondwana und Laurussia während des mittleren Karbon bis Unterperm von einem Versatz um 600-1000 km aus. Gondwana rotierte relativ zu Nordeuropa mit dextralem Bewegungssinn und erzeugte somit schräge transpressive Scherzonen und eine diachron fortschreitende Deformation von Nordosten nach Südwesten (Endphase im Ouachita-Orogen im frühen Perm; SCHÖNLAUB, 1992; MATTE 1986). Auch nach DERDER et al. (2001) ist der Breitenversatz Afrikas während des Karbon hauptsächlich an eine ausgeprägte dextrale Rotation um 25° gebunden. Sie erklären damit ebenfalls die Hauptkollision während des Karbon und Perm im Bereich

der Appalachen und Mauretaniden zwischen Gondwana und Laurussia. Die Schließung des Ural-Ozeans zwischen Baltika und Kasachstan fand nach KRAVCHINSKY et al. (2002) zwischen 320 und 255 Ma statt. Im Verlauf der nordwärts gerichteten Bewegung zwischen 360 und 250 Ma muß wiederum eine dextrale Rotation Sibiriens um etwa 60° angenommen werden. Aus dem Mittleren Ural beschreiben HETZEL & GLODNY (2002) ebenfalls eine Orogen-parallele dextrale Seitenverschiebung, die ein synkollisionales Alter aufweist. An ihr soll ein longitudinaler Massentransfer entlang des Randes eines rigiden Indenters, in diesem Fall des Osteuropäischen Kratons, stattgefunden haben.

2.3.6 Permotrias

Zu Beginn des Perm war die Bildung des Superkontinents Pangäa abgeschlossen. Die Kontinentalblöcke von Kasachstan und Tarim hatten bereits an Sibirien und Baltika andockt (KRAVCHINSKY et al., 2002; SCHÖNLAUB, 1992). Das Ende der variszischen Phase im frühesten Perm wird durch Granitintrusionen und die Ausbildung von pull-apart –Becken markiert (FLÜGEL, 1990). Diese Becken zeigen ein en échelon –Muster und sind auf das Zerbrechen beziehungsweise das gravitative Zergleiten des zentralen Teils des herzynischen Orogens unter Bildung intramontaner posttektonischer epiherzynischer Becken zurückzuführen. VAI & IZART (2000b) bezeichnen diese als kontinentale Kollaps- oder pull-apart –Becken. Nach BADHAM & HALLS (1975) treten Lamprophyr-Intrusionen auch noch während des Perm auf und gelten als typisch spät- bis postorogene Ereignisse. Im Böhmischem Massiv kann bereits im frühen Perm eine E-W-Extension nachgewiesen werden (KOŠLER et al., 2001). In den teilweise synsedimentär rotierten Permbecken kommt es zu einer typischen Rotsedimentation mit Einschaltungen von Vulkaniten (FLÜGEL, 1990). Das Aufdringen permischer Plutone und bimodaler Vulkanite kann bereits mit der alpidischen Krustendehnung in Zusammenhang gebracht werden.

Die Ablagerungen des marinen und kontinentalen Perm überlagern das Variszikum der westlichen und östlichen Südalpen. Mächtige vulkanische Abfolgen im Bozener Raum sind an Intrusionen von S- und I-Typ-Graniten gebunden (FLÜGEL, 1990).

Fennosarmatia bildete nach FLÜGEL (1990) den aktiven Kontinentalrand der östlich gelegenen permotriassischen Paläotethys, die nach VAI & IZART (2000b) weiterhin eine nordwärtige Subduktionsrichtung zeigte. Südlich der im Osten gelegenen Collage wurden noch während des Jura Kimmerische Kontinentalblöcke angeschweißt. Im Artinskium sind tiefmarine, pelagische Milieus mit turbiditischer und kieseliger Sedimentation im Bereich des Pamir und Tien-Shan noch immer vorhanden (VAI & IZART, 2000b).

SYLVESTER (1989) führt Änderungen der Diagenesebedingungen an der Wende Perm/Skyth auf einen Klimaumschwung zurück. Der alpine Buntsandstein kann in zwei Megazyklen (fining upward sequences) aufgegliedert werden, zwischen denen sich die Regression des „Campil-Ereignisses“ (KRAINER, 1987 in: SYLVESTER 1989) befindet. Die permotriassischen Schichtfolgen umfassen eine terrestrische Rotsedimentation mit Fanglomeraten und Vulkaniten (RIEHL-HERWISCH, 1972) und sind nach SYLVESTER (1989) als Grabenfüllungen anzusehen.

2.4 Gliederung und Entwicklung der ostalpinen Terrane

Als Terran werden im Sinne von HOWELL et al. (1985, in: FRISCH & NEUBAUER, 1989) durch Störungen bergengezte Gesteinsvergesellschaftungen von regionalem Ausmaß angesehen, die durch eine unterschiedliche geologische Geschichte und einen fehlenden Bezug zu benachbarten Terranen charakterisiert sind.

Nach FRISCH & NEUBAUER (1989) werden als tektonostratigraphische Einheit jene Zonen innerhalb eines Terrans oder einer Platte bezeichnet, die eine unterschiedliche geologische Entwicklung zeigen und sich während der variszischen Orogenese als unabhängige, lateral verteilte Blöcke oder große Decken verhalten haben.

Die nachstehende Gliederung erfolgt sensu VON RAUMER et al. (2002) beziehungsweise sensu FRISCH & NEUBAUER (1989) in kursiver Schrift und wird im gegebenen Fall durch einen Schrägstrich (/) in dieser Reihenfolge voneinander getrennt (Abb. 2.9).

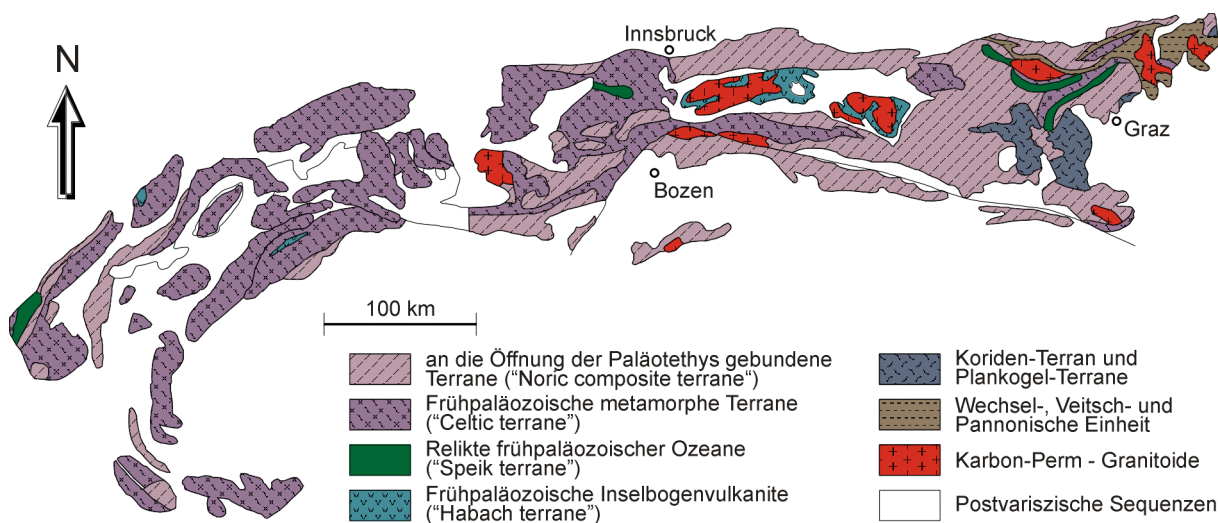


Abb. 2.9: Plattentektonische Interpretation prävariszischer Einheiten in den Alpen (verändert nach VON RAUMER et al., 2002 und FRISCH & NEUBAUER, 1989).

2.4.1 Terran des penninischen Bereichs

Frühpaläozoische Inselbogenvulkanite / Habach-Terran:

Es besteht hauptsächlich aus metamorph überprägten und an Subduktionen gebundenen magmatischen Sequenzen. Unterscheidbar sind folgende Einheiten:

- 1) Es treten ophiolithische Komplexe mit Ultramafiten (Kumulate, Metaharzburgite), Metagabbros und Metabasalten mit tholeiitischem Charakter auf. Diese Einheiten werden zur „Stubach-Gruppe“ zusammengefasst. Anstelle einer gewöhnlichen Ozeanboden-Signatur ist eine deutliche Subduktionskomponente zu erkennen. Es handelt sich wahrscheinlich um ozeanische Kruste im back-arc –Bereich, ähnlich dem Semail-Komplex im Oman (FRISCH & RAAB, 1987).
- 2) Eine mächtige Sequenz von Metabasalten mit tholeiitischem Charakter, Metaandesiten mit low-K-Signatur und anderen kalkalkalinen Vulkaniten (STEYRER, 1987) ist verzahnt mit und wird überlagert von Metasedimentserien. Sie werden zur „Habach-Gruppe“ und zur „Storz-Gruppe“ zusammengefasst. Es kann sich hierbei um Bildungen eines ozeanischen Inselbogens, womöglich im Bereich der back-arc – Ozeankruste der „Stubach-Gruppe“ handeln. Im Karbon intrudierten große Mengen an S- und I-Typ Graniten, die auf eine Position an einem Kontinentalrand des Cordilleren-Typs hinweisen.

2.4.2 Terrane des austroalpinen Bereichs

Es treten sehr unterschiedliche tektonostratigraphische Einheiten auf, die als einzelne Komplexe betrachtet werden und teilweise Terran-Charakter aufweisen. Sie stecken jedoch jetzt in einem komplizierten variszischen und alpidischen Deckenstapel. In der Reihenfolge von externen südlichen zu internen nördlichen Anteilen bezüglich der variszischen Polarität treten folgende Einheiten in Erscheinung:

Frühpaläozoische metamorphe Terrane / Keltisches Terran:

Es enthält die ältesten Anteile des austroalpinen Kristallins und umfasst hochmetamorphe Plagioklas-Gneise mit eingeschalteten Amphiboliten, deren Edukte an Subduktionszonen gebundene Magmatite waren (Basalte, Andesite, Dazite und Rhyodazite). Sie werden einem aktiven Kontinentalrand oder kontinentalen Inselbogen („ensialischer Bogen“) zugeordnet, der in das späte Präkambrium bis Kambrium datiert wurde. Einige Krustenfragmente hiervon wurden durch eine früh- bis mittelordovizische Kollision zu einem Terran zusammengeschweißt. Diese Phase kann möglicherweise als kaledonische Orogenese bezeichnet werden.

Relikte frühpaläozoischer Ozeane / Speik-Terran:

Diese Einheit umfasst metamorphe, abgelöste Ophiolith-Einheiten („Speik-Serie“), deren chemische Charakteristika auf eine back-arc –Kruste hinweisen. Die Metamorphose erfolgte im Zuge der Amalgamierung mit dem Keltischen Terran während des ordovizischen „tektonothermalen“ Ereignisses.

An die Öffnung der Paläotethys gebundene Terrane / Norische zusammengesetzte tektonostratigraphische Einheit und Terran:

Sie umfasst die Norische Decke der Nördlichen Grauwackenzone sowie viele niedrigmetamorphe paläozoische Gebiete und deren zugehörige hochmetamorphe Äquivalente innerhalb der Kristallin-Gebiete. Es handelt sich um ein zusammengesetztes Kristallin, das durch die Amalgamierung des Keltischen und des Speik-Terrans entstanden war. Das zugehörige Deckgebirge umfasst Einheiten vom späten Ordovizium bis mittleren Karbon. Sie spiegeln eine Sedimentation auf kontinuierlich subsidierendem, aber konsolidiertem Schelf wider. Im späten Ordovizium und im Silur dominierten klastische Sedimente mit eingeschalteten kalkalkalinen und alkalinen Vulkaniten. Sie wurden im Devon durch Karbonatplattformen abgelöst. Diese Einheit ist zu Beginn der Entwicklung möglicherweise als Sporn Afrikas zu betrachten (dies führen FRISCH & NEUBAUER (1989) als Begründung für die Bezeichnung tektonostratigraphische Einheit an) und wurde erst später davon abgelöst. Eine mittelgradige Metamorphose erfolgte im Karbon. Die Deckgebirgseinheiten sind jedoch teilweise nur niedriggradig metamorph oder gar nicht überprägt worden.

Plankogel-Terran + Koriden-Terran (sensu von Raumer et al., 2002)

Plankogel-Terran (sensu Frisch & Neubauer, 1989):

Dieses Terran wird als Teil einer hochmetamorphen Suturzone mit mélangeartiger Interngeometrie interpretiert. Die zugeordneten Gesteinseinheiten sind ozeanischen Ursprungs und weisen eine ophiolithische Vergesellschaftung auf. Weiter sind Gesteine alkaliner Vulkaninseln, Schelfkarbonate und Mangan-Cherts in pelitischer Matrix sowie vulkanodetritische Gesteine kalkalkaliner Affinität in dieser Einheit enthalten. Das Plankogel-Terran erfuhr eine polymetamorphe Geschichte und weist im ersten Stadium ein Hochdruck-Ereignis mit einem zugeordneten Imbrikationsalter des späten Devon oder frühen

Karbon auf. FRISCH & NEUBAUER (1989) charakterisieren daher dieses Terran als „disrupted terrane“ im Sinne von HOWELL et al. (1985).

Koriden-Terran (sensu Frisch & Neubauer, 1989):

Es handelt sich hierbei vorwiegend um Paragneise mit eingeschalteten Eklogitlinsen und Mangan-Cherts, die das Erscheinungsbild eines Flysch-Protoliths aufweisen. Es handelt sich wahrscheinlich um einen Akkretionskeil, wobei die Akkretion und eklogitfazielle Metamorphose im Devon bis frühen Karbon in Verbindung mit der Subduktion des Plankogel-Ozeans gestellt wird.

Sonstige variszische Elemente und Strukturen

Pannonische tektonostratigraphische Einheit (sensu Frisch & Neubauer, 1989):

Diese Einheit ist von einer monotonen, hochmetamorphen, ehemals hauptsächlich klastischen Sequenz mit eingeschalteten Vulkaniten geprägt. Die Metasedimente weisen die geochemische Signatur eines kontinentalen Hinterlandes auf. Intrusionen frühkarboner S-Typ Granite sowie eine Hochtemperaturmetamorphose (Andalusit-Sillimanit-Fazies) stellen diese Einheit in die Position einer „upper plate“, also die hangende Kontinentalplatte.

Tektonostratigraphische Veitsch-Einheit (sensu Frisch & Neubauer, 1989):

In diesem Fall dominieren sedimentäre Protolithen, die im Devon eine Deformation und hochgradige Metamorphose erfuhren. Das auflagernde Deckgebirge der Veitsch-Decke beginnt mit molasseartigen Ablagerungen des Unterkarbon, die in terrestrische Sedimente übergehen. In dieser Einheit kann keine karbone Orogenese erkannt werden.

Tektonostratigraphische Wechsel-Einheit (sensu Frisch & Neubauer, 1989):

Hochmetamorphe Paragneise mit zwischengelagerten kalkalkalinen Basiten und sauren Magmatiten kennzeichnen die Wechsel-Einheit. Das Metamorphosealter wird mit der Devon/Karbon-Grenze angegeben. Eine überlagernde klastische Schelffazies mit spätkarbonem Alter und nachfolgende frühpermische Schichten weisen keine lithologischen Analogien zu anderen Sequenzen der Ostalpen auf. Eine alpidische Grünschiefer-fazielle Metamorphose führte zur diaphthoretischen Überprägung des Kristallins.

Diese drei Einheiten waren Teil des nördlichen Kontinentalrandes des Plankogel-Ozeans und befanden sich auch bezüglich des Koriden-Terrans in einer nördlichen Stellung. Sie wurden während der Kollision im Karbon disloziert.

2.4.3 Geodynamische Entwicklung der ostalpinen Terrane

Die präkambrischen Kerne im Keltischen Terran (SÖLLNER & HANSEN, 1987) sowie paläogeographische und paläomagnetische Überlegungen lassen darauf schließen, daß dieses Terran zum späten Präkambrium ein Sporn von Afrika und damit von Gondwana war. Oder es befand sich zumindest in einer Afrika-nahen, „perigondwanischen“ Position (FRISCH & NEUBAUER, 1989). Dieser Bereich entwickelte sich im Kambrium und Ordovizium zu einem aktiven Kontinentalrand mit kontinentalem Inselbogen (FRISCH et al., 1984).

Das Habach-Terran ist dagegen als zeitgleiche Bildung eines ozeanischen Inselbogens innerhalb des Rheischen Ozeans anzusehen (FRISCH & NEUBAUER, 1989). Die Habach-Gruppe, und damit auch das Habach Terran, stellt nach SCHÖNLAUB (1992) entweder einen Gangkomplex innerhalb eines ozeanischen back-arc –Bereichs dar, der von

Inselbogenvulkaniten eines aktiven Kontinentalrandes, sowie Klastika gefolgt wurde (SCHÖNLAUB, 1992) oder sie stellt das Relikt eines ozeanischen Inselbogens dar. Nach SCHÖNLAUB (1992) sind schmale ozeanische Bereiche durch basische und ultrabasische Gesteine zwar belegt, es bleibt aber das Problem erhalten, daß es sich bei diesen Relikten nicht um echte Ozeanbodenbasalte, sondern vermutlich um Intraplattenbasalte handelt. Das Habach-Terran driftete nach SCHÖNLAUB (1992) während des späten Kambrium und frühen Ordovizium innerhalb des Rheischen Ozeans nach Norden. Die Konvergenz und Subduktion ozeanischer Kruste ist innerhalb der früh- bis mittelordovizischen Eklogit-faziellen Hochdruckmetamorphose des Keltischen Terrans überliefert (FRISCH & NEUBAUER, 1989; FRISCH et al., 1984). Ein auf diese Subduktion folgendes Kollisionsereignis im Ordovizium führte zu hochgradiger Metamorphose und Anatexis (circa 450 Ma, nach CHOWANETZ, 1991; SÖLLNER & HANSEN, 1987) und zur Obduktion ozeanischer Kruste auf den Kontinentalrand (FRISCH & NEUBAUER, 1989; FRISCH et al., 1984). Auch mittel- bis spätordevizische Granitintrusionen werden in diesen Zusammenhang gestellt. Diese konsolidierte Kruste bildete das Kristallin der Norischen zusammengesetzten tektonostratigraphischen Einheit („Noric composite terrane“ nach VON RAUMER et al., 2002) und war zu diesem Zeitpunkt noch Teil Gondwanas.

Auffallend ist nach FRISCH et al. (1984), daß die variszischen Fazieszonen schräg zum alpidischen Streichen in SW-NE-Richtung verlaufen, wie dies auch sehr gut in einer Rekonstruktion der räumlichen Beziehungen während des Silur erkannt werden kann (Abb. 2.10).

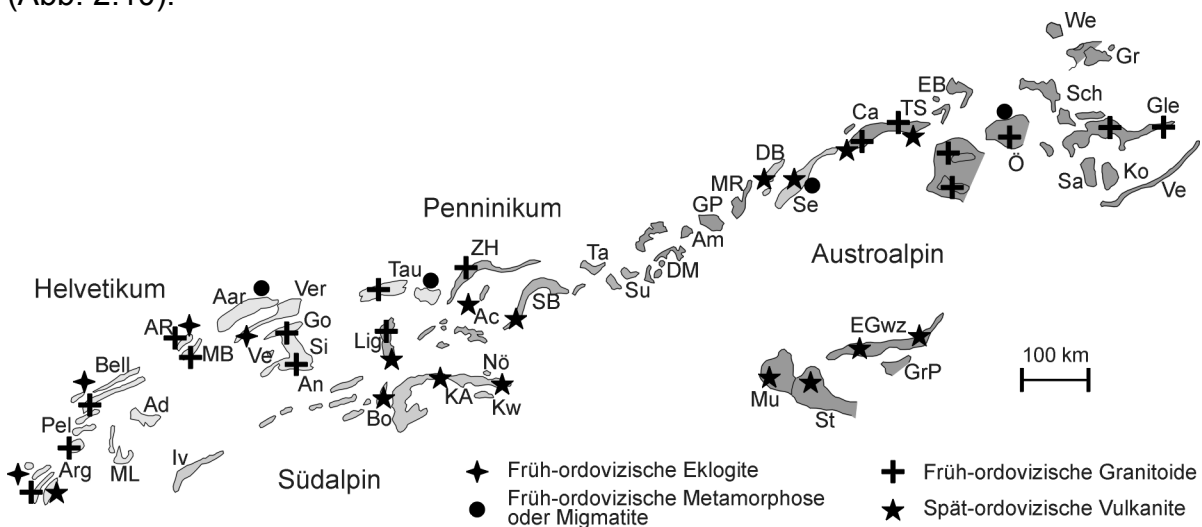


Abb. 2.10: Rekonstruktion der räumlichen Verbandsverhältnisse prävariszischer Einheiten in den Alpen zur Zeit des Silur (verändert nach VON RAUMER et al., 2002). Abkürzungen: *helvetische Einheiten*: Aar...Aar-Massiv, Ad...Adula, AR...Aiguille Rouge-Massiv, Arg...Argentera-Massiv, Bell...Belledonne-Grand Rousses, Go...Gotthard-Massiv, L...Lebendun, MB...Mont-Blanc, ML...Monte Leone, Si...Simano, Tau...Tauernfenster-Einheiten, Ve...Verampio-Kristallin, Ver...Karbon in Verrucano-Einheiten; *penninische Einheiten*: Ac...Acceglio-Einheit, Lig...Ligurische Alpen, SB...St. Bernhard-Decke, Su...Suretta, Ta...Tambo, Va...Vanoise-Einheit, ZH...Zone Houillère; *austroalpine Einheiten*: Am...Ambin, Ca...Campo, DM...Dora Maira-Einheit, EB...Err-Bernina-Einheiten, Gle...Gleinalm, GP...Gran Paradiso, Gr...Grobgnais-Einheit, GrP...Grazer Paläozoikum, Iv...Ivrea-Zone, Ko...Koriden, MR...Monte Rosa, Mu...Murau-Decke, Oe...Ötztal, Sa...Samnaun, Sil...Silvretta-Decke, St...Stangalm, Sch...Schladminger Tauern, Ve...Veitsch-Einheiten, We...Wechsel-Einheit; *südalpine Einheiten*: Bo...Bozen, DB...Dent Blanche, Iv...Ivrea-Zone, Nö...Nötsch, Kw...Karawanken, Ka...Karnische Alpen, Se...Sesia-Zone.

Der nachfolgend subsidierende Schelf weist die Charakteristiken eines passiven Kontinentalrandes auf. Es fand eine Wanderung aus hohen geographischen Breiten im späten Ordovizium in niedrigere Breiten im Karbon statt. Die mitteldevone bis unterkarbone Sedimentfazies weist darauf hin, daß sich die Norische Einheit zu dieser Zeit von Afrika abspaltete und eine westwärts fortschreitende Öffnung der Paläotethys ermöglichte (FRISCH & NEUBAUER, 1989). Hiermit war die vollständige Schließung des nördlichen Ozeans (Rheischer Ozean) verbunden (Abb. 2.6 und 2.7), zu dem der Ozeanboden und die Vulkaninseln des Plankogel-Terrans gerechnet werden. Die Pannonische Einheit, Veitscher Einheit und Wechsel-Einheit haben hierbei am nördlichen Rand jenes Ozeans gelegen. Die Subduktion fand nach FRISCH & NEUBAUER (1989) in nördlicher Richtung statt und war bis zum älteren Karbon abgeschlossen. Das Plankogel- und das Koriden-Terran werden als Teil des Subduktionskomplexes interpretiert. Parallel zum Kontinentalrand erfolgte im frühen Karbon die Ausbildung eines Batholith-Gürtels mit Niedrigdruck-Hochtemperatur-Metamorphose. Eine variszische Metamorphose im Keltischen Terran kann nach SÖLLNER & HANSEN (1987) bei 350 Ma vermutet werden. Im Silvretta-Kristallin zeigen sich nach THÖNI (1981) variszische Glimmer-Abkühlalter von 320-280 Ma. Im Ötztal-Kristallin können ebenfalls variszische Abkühlalter von 330-270 Ma nachgewiesen werden. Die Veitscher Einheit und die Wechsel-Einheit weisen eine vergleichbare Deformation und Metamorphose auf und können als Internregion des variszischen Orogens angesehen werden (FRISCH & NEUBAUER, 1989). Der Nordrand des Norischen zusammengesetzten Terrans wurde im frühen Karbon unter den Kontinentalrand geschoben und erfuhr eine Staurolit-fazielle Metamorphose. Diese Prozesse waren mit einer ausgeprägten Keiltektonik („wedge tectonics“) im Sinne von PRATSCH (1982) verbunden. Die Flyschablagerungen des Karbon wurden auf den absinkenden Bereich südlich dieser Sutur geschüttet (FRISCH & NEUBAUER, 1989). Über einer Winkeldiskordanz folgen Molasseablagerungen, die in die Konsolidierung während des frühen Perm überleiten und den Beginn des nachfolgenden alpidischen Gebirgsbildungszyklus darstellen.



Abb. 2.11: Postvariszische Schieferhülle („Bündnerschiefer“) des Penninikums, Großglockner (3798m) mit Adlersruhe, Tauernfenster.

2.5 Stratigraphische Entwicklung im Paläozoikum der Westkarawanken und der Karnischen Alpen

Die überlieferte Sedimentation setzt in den Karnischen Alpen und den Karawanken im höheren Ordovizium ein (SCHÖNLAUB, 1979; HERITSCH, 1943) und lässt sich nahezu durchgehend bis in das Perm verfolgen (Abb. 2.12 und Abb. 2.13). Es handelt sich hierbei sowohl um siliziklastische Sedimente, als auch um karbonatische Einheiten in rand- bis tiefmariner Faziesausbildung. Das Paläozoikum der Westkarawanken enthält nach ANDERLE (1970) sowohl kalkige als auch klastische Sedimente vom Silur bis zum Unterkarbon. Im Vergleich zu den Karnischen Alpen sind nicht alle stratigraphischen Einheiten enthalten. Es treten vor allem Schichtglieder auf, die bereits eine stärkere Metamorphose erfahren haben und nur vereinzelt Anteile nicht metamorpher Einheiten. Gute Aufschlussbedingungen werden im Feistritzgraben und im Korpitschgraben südlich Finkenstein sowie im Kokragraben bei Arnoldstein angetroffen (Abb. 2.13). Aufschlüsse im Jungpaläozoikum dehnen sich bis in den Suheljgraben und den Petelinjek-Kamm auf slowenischem Gebiet aus (Beilage 1).

2.5.1 Ordovizium

Die ältesten Gesteine der Karnischen Alpen und der Karawanken stammen aus dem älteren Caradocium (jüngeres Ordovizium; SCHÖNLAUB & HEINISCH, 1993; SCHÖNLAUB, 1980b; Schönlaub, 1971b). Hierzu gehören in den Karnischen Alpen der Comelico-Prophyroid und die Fleons-Formation (HUBICH, 2000; HINDERER, 1992; SCHÖNLAUB, 1980b), die lateral und vertikal in Uggwa-Schiefer und Himmelberg-Sandstein übergehen (SCHÖNLAUB & HEINISCH, 1993). Der Himmelberg-Fazies entspricht in den westlichen Karnischen Alpen die Tscharrknollen-Fazies der Val Visdende-Gruppe (SCHÖNLAUB, 1980b). Das jüngere Mittelordovizium (Llandeiliium) der Karnischen Alpen wird nach SCHÖNLAUB (1992) durch klastische Serien mit basischen Vulkaniten gebildet. Spätere saure Vulkanite folgten während des Caradocium. Möglicherweise handelt es sich im Falle der basischen Vulkanite um einen Rift-gebundenen Vulkanismus. Ein magmatisches Ereignis im frühen Ashgillium lässt dagegen Subduktions- und / oder Kollisionsprozesse vermuten (SCHÖNLAUB, 1992). Nach VAI & COCOZZA (1986) besaßen die sauren bis intermediären Vulkanite des Ordovizium eine kalkalkaline bis alkaline Zusammensetzung und wurden teils von granitoiden Intrusionen begleitet.

Darüber folgen im Oberordovizium (Llandeiliium bis Caradocium) massige Wolayer Kalke und Uggwa-Kalke in Stillwasserfazies (SCHÖNLAUB, 1992). Nach VAI & COCOZZA (1986) handelt es sich im Fall der Uggwa-Formation (Caradocium bis Ashgillium) der östlichen Südalpen um flachmarine Siliziklastika, die in pelagische Flachwasserkalke übergehen (SCHÖNLAUB, 1980b). Für sie wird eine mittlere Sedimentationsrate von 2 bis 3 m/Ma angegeben (VAI & COCOZZA, 1986). Hundezahn-Zemente in den Wolayer Kalken deuten auf ein vadoses diagenetisches Milieu hin (SCHÖNLAUB, 1992). Dagegen kann der Uggwa-Kalk nach SCHÖNLAUB (1992a) mit einer tieferen Ablagerungsraum assoziiert werden. Nach FLÜGEL (1977) fand in den Südalpen zur Wende Ordovizium / Silur aufgrund unterschiedlicher Subsidenzraten eine Faziesdifferenzierung in Trog und Schwellenstrukturen statt, die zum Ende der bisherigen, vorwiegend feinklastischen Flachwasserentwicklung führte. Das Ordovizium und Silur nördlich der Periadriatischen Naht zeigt neben einer siltig-pelitischen Sedimentation auch Hochzonen mit karbonatischer Entwicklung. Eine globale Regression ist innerhalb der Hirnantium-Stufe (spätes Ashgillium, jüngstes Oberordovizium) erkennbar und wird mit der oberordovizischen Gondwana-Vereisung in Verbindung gebracht. Nach SCHÖNLAUB

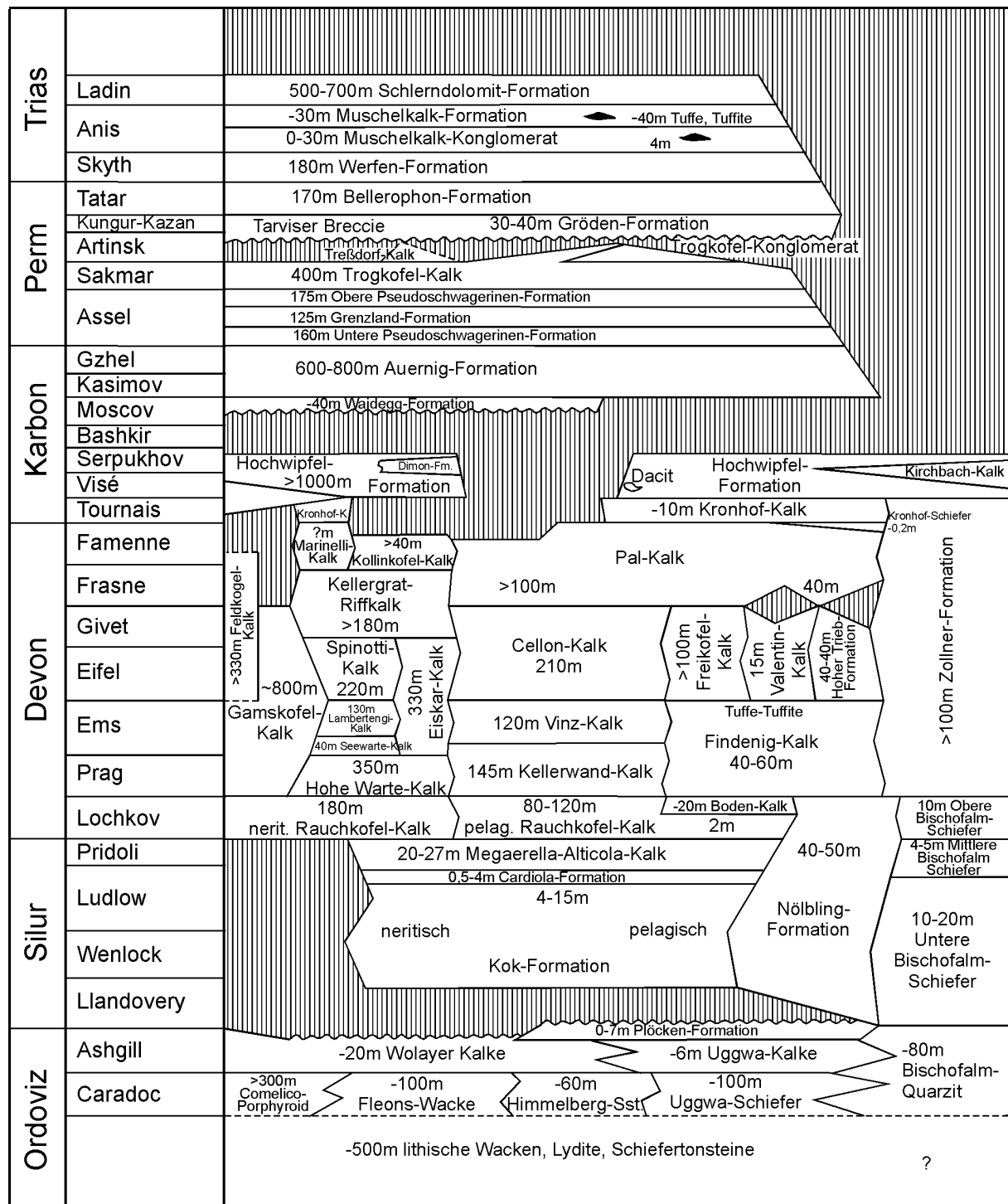


Abb. 2.12: Stratigraphische Übersicht über die paläozoischen Gesteinseinheiten der Karnischen Alpen und der Karawanken (linker bzw. rechter Anteil). Es bestehen enge Verzahnungen zwischen den einzelnen zeitgleichen lithologischen Einheiten (verändert nach KREUZER, 1991, in: SCHÖNLAUB, 1992).

(1992) weisen Faunen aus dem jüngeren Llandeiliun (mittleres Mittelordovizium) der Karnischen Alpen und der Gurktal-Decke im Gegensatz zu Kaltwasserfaunen von Böhmen und Marokko („Mediterrane Fauna“ nach SCHÖNLAUB, 1992a) auf eine Lage in wärmeren Paläobreiten hin. Für die Paläobreite wird eine Position von etwa 40° bis 50° Süd angenommen. Die Mediterrane Provinz war somit eine Kaltwassersphäre in polarer bis subpolarer Paläobreitenlage (vergleiche auch Abschnitt „Paläogeographische Entwicklung“). Die von SCHÖNLAUB (1992) angeführten Zirkon-Populationen innerhalb

klastischer Sedimente weisen auf ein gondwanisches Liefergebiet während des Kambrium und Ordovizium hin.

Das Ordovizium ist in den Westkarawanken durch epizonale, graue bis leicht grünliche Glimmerquarzite des Caradocium vertreten (Tafel 1, Bild 1), die Hellglimmersprossungen auf Foliationsflächen und oftmals eine deutlich erkennbare Fältelung aufweisen. Sie sind an der Basis des Korpitschgrabens aufgeschlossen (Abb. 2.13). Im Gebiet südlich von Arnoldstein befinden sich unter Umständen weitere tektonisch abgeschürfte Späne, insbesondere am westlichen Schluchthang des Kokragrabens. ANDERLE (1971) beschreibt aus dem Feistritzgraben, südlich der Grabenverzweigung bei P. 800, ebenfalls phyllitische grüngraue Schiefer, zusammen mit Tonflaserkalken, schwarzen Siltsteinen mit Pyritkugeln sowie laminierten Sandsteinen. SCHÖNLAUB (1971a) stellt die Tonflaserkalke in das Ashgillium (jüngeres Oberordovizium), die überlagernden Silt- und Sandsteine dagegen in die Ordovizium / Silur –Grenze. Am Ausgang des Feistritzgrabens treten dunkelgraue Quarzite mit Quarzknauern auf, die möglicherweise dem Ordovizium zugerechnet werden müssen (SCHÖNLAUB, 1971a). Aus den Westkarawanken ist ein Fund des Graptolithen *G. persculptus* aus dem jüngsten Ordovizium bekannt (SCHÖNLAUB & HEINISCH, 1993).

In den Ostkarawanken treten im Bereich von Bad Eisenkappel nördlich der Periadriatischen Naht paläozoische Einheiten auf, die bis zu 350 Meter vulkanische und vulkaniklastische Gesteine enthalten (Diabas von Eisenkappel; SCHÖNLAUB & HEINISCH, 1993). Es handelt sich hierbei um basische Tuffe und Tuffite, massive Kissenlaven und basische Lagergänge hawaiiischer Zusammensetzung mit ultrabasischen Lagen, die von einem alkali-olivinbasaltischen Magma abstammen. Der Diabaszug von Eisenkappel wird von Flysch-Grauwacken überlagert (SONNTAG et al., 1997). Die vergesellschafteten Sedimentgesteine setzen sich aus grauen Tonschiefern und schiefrigen Tonsteinen mit konglomeratischen Grauwacken zusammen. Für sie wird nach SCHÖNLAUB & HEINISCH (1993) ein ordovizisches Alter vermutet. Die Alterspopulationen detritischer Zirkone im Bereich von 700-600 Ma und 500-450 Ma lassen nach SONNTAG et al. (1997) lediglich eine Einstufung der Diabas-Intrusion in den Zeitraum post-Ordovizium bis prä-Westfalium (mittleres Oberkarbon) zu. Auch Conodonten-Datierungen dünner Karbonatlagen innerhalb des Diabases lassen nur eine Einordnung in den Zeitbereich Ordovizium bis Karbon zu. ANDERLE (1973, 1951) beschreibt in den Westkarawanken beim Ort Untertechanting am Berghang zum Stiegerhof ebenfalls zwei Aufschlüsse eines grünen Gesteins (Diabase). Diese konnten von mir aber leider nicht mehr aufgefunden werden.

2.5.2 Silur

Über den flachmarinen Klastika und pelagischen Flachwasserkalken des Ordovizium folgten dünne, pelagische Orthoceraten-Kalke, mergelige Knollenkalke, Graptolithenschiefer und Lydite (VAI & COCOZZA, 1986). Die Silur-Transgression begann in den Karnischen Alpen an der Basis des Llandoveryum (SCHÖNLAUB & HEINISCH, 1993; SCHÖNLAUB, 1980b), wobei aber auch einige Conodonten-Zonen des Llandoveryum und Wenlockium fehlen können. Die Lithofazies trennt sich nach SCHÖNLAUB & HEINISCH (1993) in vier Hauptgruppen, welche Unterschiede in der Ablagerungstiefe und den Sedimentationsbedingungen widerspiegeln. SCHÖNLAUB (1992) unterscheidet dagegen drei Faziesausbildungen. In diesen voneinander abweichenden Faziesentwicklungen zeigen sich durch die tektonischen Ereignisse induzierte unterschiedliche Subsidenzraten (SCHÖNLAUB, 1980b). Dies führte zur Ausbildung landferner Karbonatplattformen und eines akzentuierten Reliefs mit eng beieinander liegenden

Flach- und Tiefwasserbereichen, die bis in das Devon anhielt (FLÜGEL, 1977; SCHÖNLAUB, 1971a). Vom Llandoveryium bis zum Ludlowium erfolgte eine stetige Subsidenz in einem transgressiven System. Es kann eine Karbonat-Fazies abgetrennt werden, welche die Einheiten der Wolayer Kalke und der Plöcken-Formation umfasst (SCHÖNLAUB, 1992). Die flachmarine Fazies ist hierbei charakterisiert durch die neritische Kok-Formation, die Cardiola-Formation und die Megaerella-Alticola-Formation. Eine im Vergleich noch seichtere Entwicklung weist die Wolayer Fazies auf (SCHÖNLAUB & HEINISCH, 1993). Die Plöcken-Formation ist zwar ab der Basis des Silur vorhanden, jedoch teils sehr lückenhaft vertreten (SCHÖNLAUB, 1980b). Im späten Wenlockium und frühen Ludlowium traten Orthoceren in großer Zahl auf. Die Findenig-Fazies, bestehend aus einer Wechselfolge von Schwarzschiefern und schwarzen oder dunkelgrauen Kalkbänken (SCHÖNLAUB, 1992), vermittelt zwischen der Flachwasserentwicklung und der Graptolithen-Fazies der Mangelbecken. Letztere umfasst an der Basis schwarze Graptolithenschiefer, schwarze Kieselschiefer, Lydite und Alaunschiefer, sowie Mergel, Kalksteinbänke und quarzitisches Sandsteine (SCHÖNLAUB & HEINISCH, 1993; SCHÖNLAUB, 1992). Im ältesten Pridolium ging die Subsidenzrate zurück und die Graptolithen-Fazies in die Bischofalm-Fazies über, in der schwarze Kieselschiefer, schwarze Cherts (Lydite) und grünliche und graue Tonschiefer dominieren (SCHÖNLAUB, 1992). Im allgemeinen können Graptolithen- und Bischofalm-Fazies jedoch zusammengefasst werden (SCHÖNLAUB, 1980b). Die Sedimentationsrate lag nach VAI & COCOZZA (1986) lediglich bei etwa 1 m/Ma. Basische alkaline Vulkanite und Tuffe können mit einem intrakontinentalen Vulkanismus einer Rift-Zone in Verbindung gebracht werden (SCHÖNLAUB, 1992; VAI & COCOZZA, 1986). Es handelt sich unter anderem um den basischen Magmatismus innerhalb der Magdalensberg-Fazies des Oberostalpins der Stolzalpendecke (NEUBAUER & PISTOTNIK, 1984), der mit Sicherheit bis in das jüngere Silur, vermutlich aber bis in das Devon reichte (FLÜGEL, 1977).

Im Wenlockium war eine starke Affinität der süd- und ostalpinen Faunen zu denen Zentral-, Süd- und Südwesteuropas zu erkennen. Die Beziehungen zu Gondwana haben nach SCHÖNLAUB (1992) dagegen abgenommen. Die Paläobreite wird mit etwa 30° bis 35° Süd angegeben und die Karnischen Alpen in einen Warmwasserbereich gestellt.

Das Silur der Westkarawanken umfasst nach ANDERLE (1970) Kieselschiefer, Lydite, dunkelgraue bis graue Kalkschiefer, dunkelgraue Schiefer, rote und graue geflaserte Kalke, schwarz bis ockerbraun geflaserte Orthocerenkalke und schwarze Kokkalke. Weiterhin werden „Hüllschiefer“ (Schieferhornfels) im Bereich der Tonalitintrusionen von Finkenstein in das Silur gestellt (ANDERLE, 1970). Graptolithenschiefer, wie sie noch in den östlichen Karnischen Alpen auftreten, wurden bislang nicht beschrieben. Die Mächtigkeiten der Schichtglieder sind generell sehr gering. Zudem treten aufgrund des Schuppenbaus Schichtwiederholungen auf. Die Schichtelemente des Silur sind zudem sehr häufig durch Störungen abgeschnitten und können lateral nicht sehr weit verfolgt werden. Verhältnismäßig gute Aufschlüsse bestehen im Bereich des Feistritzgrabens, des Korpitschgrabens und des Goritscher Grabens (Suchagraben) südlich Finkenstein, sowie im Kokragraben bei Arnoldstein (Abb. 2.13). Im Feistritzgraben konnten von ANDERLE (1970, 1951) vier tektonisch voneinander dislozierte Schichtserien mit Obersilur bis Unterkarbon (Hochwipfelkarbon) nachgewiesen werden. Besonders hervortretend sind rote und graue Flaserkalke und das zweimalige Auftreten brauner Orthocerenkalke. Auch SCHÖNLAUB (1971a) beschreibt aus dem Feistritzgraben stark verfaltete und gestörte, schwach gebänderte, rotgefleckte Flaserkalke (Alticola-Kalke, Obersilur ?), für die er aber keine biostratigraphische Einordnung treffen konnte. Ein

steilgestellter Kalk-Lydit-Keil im Feistritzgraben zeigt an der Basis eine extreme tektonische Beanspruchung (SCHÖNLAUB, 1971a). Er umfasst schwarze Kalkschiefer, zerquetschten Lydit und dunkelgraue bis schwarze Kalke mit Pyrit (Kok-Kalk-Niveau, Wenlockium bis Ludlowium). Weitere Einheiten des Silur umfassen plattige, schwarze Kalke mit Zwischenlagen von schwarzen Schiefen (höheres Silur, Cardiola-Niveau?; SCHÖNLAUB, 1971a). Im Profil auf der Nordseite des Illitsch, beim Goritscher Graben („Suchagräben“), treten ebenfalls rote Flaserkalke auf (ANDERLE, 1951). Weiter lässt sich in diesem Profil südlich des Faaker Sees, circa 100 m über dem Gehöft Illitsch, eine teilweise schwach metamorphe altpaläozoische Schichtfolge mit starker tektonischer Zerstückelung erkennen, die in Form grobspätiger Kalke in Crinoidenkalk-Fazies des Llandoveryium (älteres Untersilur) entwickelt ist (SCHÖNLAUB, 1975). Am Eingang in den Korpitschgraben stehen sehr mächtige, dünnplattige graue Kalke mit Kleinfalten und tonigen Zwischenlagen an. Sie zeigen eine beginnende Bänderung durch stärkere tektonische Überprägung (SCHÖNLAUB, 1971a). Im weiteren Profil folgen ein Lyditband und bräunlich verwitternde dolomitische Kalke, die SCHÖNLAUB (1971a) in die Silur / Devon –Grenze (?) beziehungsweise das Plattenkalk-Niveau stellt. Südlich der Ortschaft Korpitsch konnte ich einen größeren Aufschluß in knolligen, sehr tonreichen braunschwarzen Kalken und Schiefen beproben, die auffällige Pyrit-Sprossungen zeigen und den von SCHÖNLAUB (1971a) aus dem Feistritzgraben beschriebenen Einheiten entsprechen könnten (Tafel 1, Bild 3 und Bild 4). Sie werden von schwarzen, grobkörnigen Kalken überlagert. Ähnliche Verhältnisse bestehen am Forstweg zwischen Arnoldstein / Seltschach und dem Kokragraben, sowie in diesem (Tafel 3, Bild 2). Die Schichtglieder lassen sich jedoch nur sehr schlecht nach Osten und Westen korrelieren! Bei der Ortschaft Untertechanting (Marktgemeinde Finkenstein) waren auf etwa 300 m Länge dunkelgrüne bis schwarze, sandige Tonschiefer mit Quarzgängchen (?) aufgeschlossen, für die ein Untersilur-Alter vermutet wurde (ANDERLE, 1970, 1951). Sie stehen im Verband mit Quarzphylliten und Schieferhornfelsen des Gailtalkristallins.

2.5.3 Devon

Das Devon war von zwei Fazies-Ausbildungen geprägt, einer Karbonatsedimentation mit Riffentwicklung und einer kondensierten pelagischen Entwicklung mit Cephalopodenkalken, Kontinentalhangablagerungen und pelagischen Tonsteinen (SCHÖNLAUB, 1992). Diese Sedimentationsunterschiede sind die Folge unterschiedlich subsidierender mobiler Becken in einem extensionalen Regime. In den Karnischen Alpen wurden die Tiefwasserbedingungen der Graptolithenschiefer innerhalb der Bischofalm-Fazies bis zum Ende des Lochkoviums (ältestes Unterdevon) wieder hergestellt (SCHÖNLAUB & HEINISCH, 1993). Die nachfolgende Zollner-Formation spiegelt mit der Ablagerung einer Kieselschiefer-Lydit-Folge ebenfalls eine pelagische Tiefwasserfazies wider (FLÜGEL, 1990, 1977; SCHÖNLAUB, 1971b; PÖLSLER, 1969), die bis zum Ende des Devon oder frühen Karbon andauerte. Es fand somit eine zeitgleiche pelagische Sedimentation der kalkigen Rauchkofel-Fazies und der klastischen Bischofalm-Fazies statt (KREUTZER, 1990; SCHÖNLAUB, 1969). Im Bereich der Cellon- und Kellerwand-Decke etablierten sich im Lochkovium (älteres Unterdevon) Biostrome und Fleckenriffe auf einer leicht nach Norden geneigten Karbonatplattform. Ab dem Pragianum (mittleres Unterdevon) entwickelten sich erste Riffgürtel, die bis zum Emsium (jüngeres Unterdevon) ein deutliches Wandern nach Norden zeigen (FLÜGEL, 1990; KREUTZER, 1990). Das Riffwachstum war auch während des Eifelium und Givetium (Mitteldevon) ausgeprägt. Im Verlauf des Devon verstärkte sich die Subsidenz im Vergleich zum vorangegangenen Altpaläozoikum auf etwa den 30-fachen Wert und

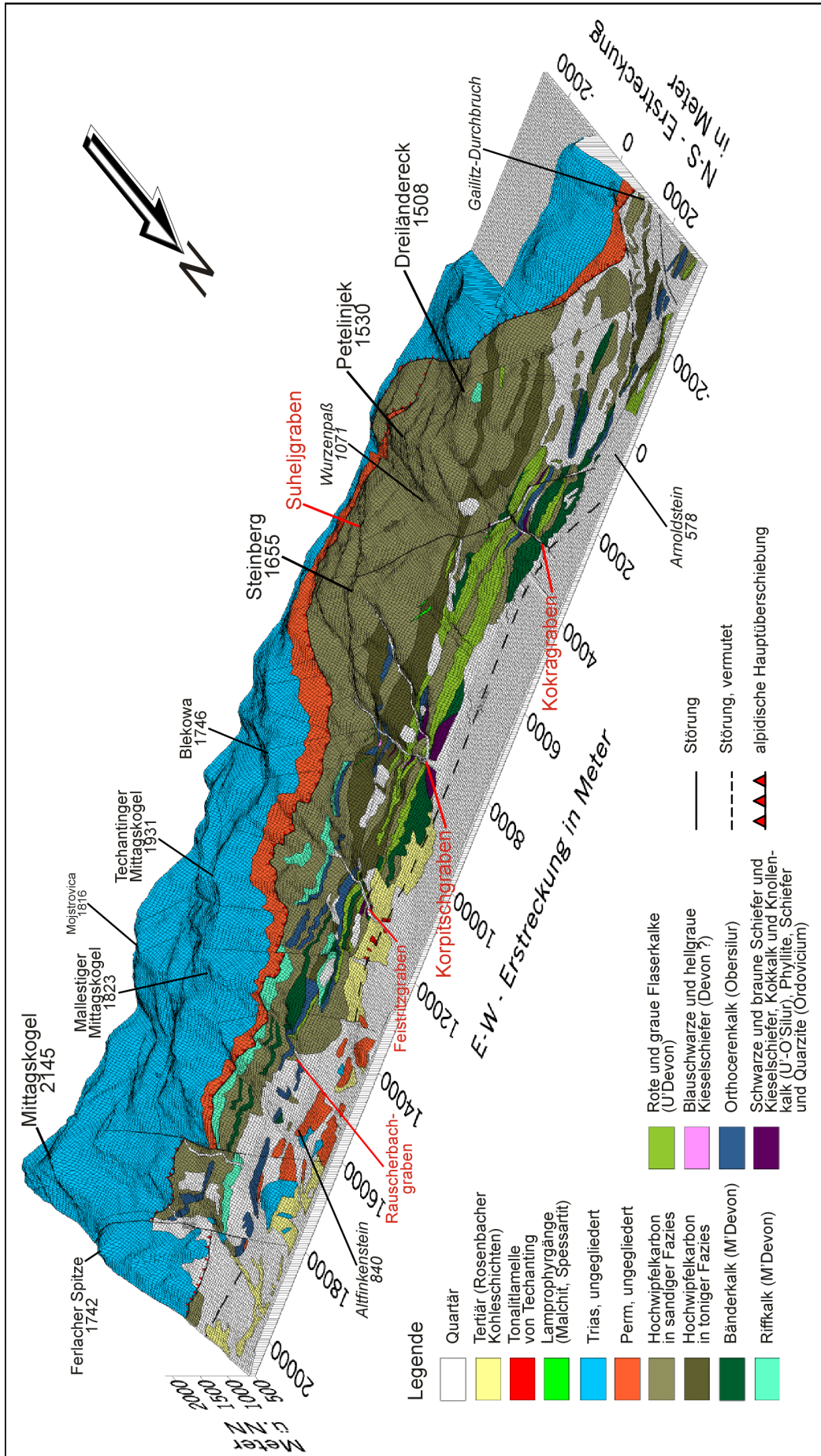


Abb. 2.13: Digitales Höhenmodell der Westkarawanken mit Überlagerung der geologischen Einheiten und der tektonischen Elemente. Als Nullpunkt wurde hierbei der Sattel westlich des Dreiländerecks gewählt. Das Modell wurde während eigener Feldforschungsarbeiten von 1999 bis 2000 und unter Verwendung der Österreichischen Karte 1:25.000, Blatt 200 Arnoldstein und 201 Villach, sowie der Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 200 Arnoldstein und 201-210 Villach-Assling, hergestellt.

führte zu einer starken tektonischen Akzentuierung der Faziesräume (SCHÖNLAUB & HEINISCH, 1993; FLÜGEL, 1977). Im Frasnium (älteres Oberdevon) war das Riffwachstum nach KREUTZER (1990) auf den Bereich der Kellerwand-Decke beschränkt, im Norden (Cellon-Decke) fand dagegen eine verstärkte Subsidenz statt. Die mächtige Entwicklung des Rauchkofel-Kalks im Verlauf des Unterdevon ist nach SCHÖNLAUB & HEINISCH (1993) in diesen Zusammenhang zu stellen. Während des mittleren und jüngeren Unterdevon (Pragium und Emsium) intensivierte sich diese Ausprägung eines akzentuierten Ablagerungsraumes nochmals und führte zur Bildung von bis zu 1200 m mächtigen Riffkalkkomplexen gegenüber geringmächtigen Cephalopodenkalken und der pelitischen Zollner-Formation (FLÜGEL, 1977). Am Ende des Frasniums erreichte die pelagische Kalkfazies der Rauchkofel-Schuppendecke mit dem „Ertrinken“ (drowning) und teilweiser Erosion der Karbonatplattformen auch den Raum des Cellon (SCHÖNLAUB & HEINISCH, 1993; KREUTZER, 1990; FLÜGEL, 1977). Über die Frasnium / Famennium-Grenze hinweg sind nur wenige pelagische Goniatitenkalke („Pal-Kalk“) als Zeichen einer Mangelsedimentation erhalten. Nach VAI & COCOZZA (1986) zeigen diese zusammen mit abgelagerten Lyditen ein ausgeprägtes „onlap“ auf die vorangegangenen Kalke. Es kann eine Sedimentationsrate zwischen 0,1 und 50 m/Ma, je nach Faziesausbildung, angenommen werden (VAI & COCOZZA, 1986). Die Kalksedimentation reicht jedoch noch bis in das späte Tournaisium (älteres Unterkarbon) (LÄUFER et al. 1993; SCHÖNLAUB & HEINISCH, 1993; VAI & COCOZZA, 1986; FLÜGEL et al., 1959). So ist die devonische Kalkfazies auf der italienischen Seite der Karnischen Alpen bis in das Cu II γ (Unterkarbon), auf österreichischer Seite bis in das Cu III α - γ nachgewiesen (KAHLER, 1971).

Während des Devon bis älteren Oberkarbon kam es zur Förderung basischer bis intermediärer und für gewöhnlich alkaliner Extrusiva (VAI & COCOZZA, 1986). Sie treten zuerst im mittleren Oberdevon des calabrisch-peloritischen Bereichs auf und erreichen ihre größte Verbreitung im älteren Oberkarbon der Karnischen Alpen (Dimon-Serie).

Die Faunen des Unterdevon (Lochkovium (Gedinnium) bis Emsium) weisen nach SCHÖNLAUB (1992) und VAI & COCOZZA (1986) auffallend starke Affinitäten zur Faunenprovinz des Uralo-Tianshan und zur herzynisch-böhmischen Provinz auf, aber nur geringe zur gondwanischen Vergesellschaftung. Zum Beginn des mittleren Devon traten zunehmend kosmopolitische Formen auf. Nach paläobiogeographischen Aspekten kann auf eine Lage innerhalb des tropischen Gürtels bis etwa 30° Süd geschlossen werden (SCHÖNLAUB, 1992).

Das Devon der Westkarawanken wird zum einen von Bänderkalken höherer tektonometamorpher Überprägung, zum anderen von gebänderten Kalken und massigen Riffkalken (vergleichbar den Riffkalken der Cellon-Decke) gebildet (SCHÖNLAUB, 1971a; ANDERLE, 1970). Daneben treten bunte Flaser- und Netzkalke in Erscheinung, die Conodonten-stratigraphisch in das Unterdevon zu stellen sind (ANDERLE, 1971). Bänder- und Riffkalke werden nach ANDERLE (1970) dem Unter- und Mitteldevon zugeordnet. Im Gegensatz zu den Karnischen Alpen sind in den Karawanken kaum oder keine großen Riffkomplexe überliefert (SCHÖNLAUB & HEINISCH, 1993). Sie erreichen nach FLÜGEL (1977) maximal 300 m Mächtigkeit. Graptolithenbänder und Kieselschiefer weisen auf das Vorhandensein der Schiefer-Lydit-Fazies hin (ANDERLE, 1971; SCHÖNLAUB, 1971b). Es sind demnach die beiden wesentlichen Faziesausbildungen der Karnischen Alpen auch innerhalb der Westkarawanken enthalten (SCHÖNLAUB, 1980b, 1971a, 1971b). In der tektonisch überprägten und mehrfach verschuppten Abfolge des Feistritzgrabens, südlich von Finkenstein, treten dünngebänderte, engständig verfaltete rote und hellgrünliche

tonreiche Kalke und tektonisch überprägte, teils schwarze Platten- bis Bänderkalke mit tonig-mergeligen Zwischenlagen sowie Flaser- und Knollenkalke des Unterdevon (bis Siegenium?) auf (SCHÖNLAUB, 1971a). Aus dem Korpitschgraben bei Finkenstein (Abb. 2.13) sind von SCHÖNLAUB (1971a) gut gebankte, rötliche, tonreiche Kalke bis Kalkschiefer (Unterdevon, tiefer als Emsium) und hellgraue e γ -Plattenkalke, sowie hellgraue, massige Kalke beschrieben worden (Tafel 3, Bild 1 und Bild 3). Zudem treten in geringem Umfang Tentakuliten- und Styliolinen-Flaserkalke auf. Aufgrund des starken Forstwegebaus wurden die bestehenden Aufschluss-Verhältnisse bedeutend verbessert. Sehr prägnant sind insbesondere die fleischfarbenen bis rötlichen und grünen, steilgestellten Kalkschiefer (Emsium, jüngeres Unterdevon; SCHÖNLAUB, 1971a), die sowohl in den beiden oben genannten Gräben, als auch im Kokragraben auftreten (Tafel 3, Bild 4). Sie zeigen eine starke tektonische Durchbewegung mit Auswalzung und intensivem Wachstum von faserigem Calcit und Quarz. So konnte die devonische Schiefer-Lydit-Fazies an mehreren Punkten innerhalb des Grabens nachgewiesen werden. In seltenen Fällen handelt es sich um rostig braunrot verwitternde, stark verfaltete Kieselschiefer (Tafel 1, Bild 2), meist jedoch um schwarze bis bläulichgraue Kieselschiefer.

2.5.4 Karbon

Im Unterkarbon (Tournaisium bis Viséum) war der Bereich der Kellerwand-Decke in den Karnischen Alpen bereits versunken („drowning“) und es breitete sich eine pelagische Cephalopodenkalk-Fazies aus (KREUTZER, 1990). Die Kalksedimentation blieb über die Devon/Karbon-Grenze unverändert erhalten (SCHÖNLAUB et al., 1992). Innerhalb dieses Ablagerungsraumes kam es im höchsten Tournaisium zur Bildung von Radiolarien-führenden Lyditen (LÄUFER et al., 1993). Möglicherweise bestand eine Verbindung nach Osten in die ozeanischen Bereiche der Paläotethys (SCHÖNLAUB, 1992), aus der nährstoffreichere Tiefenwässer in das Becken einströmten und das Zirkulationssystem veränderten. Dieser Vorgang dürfte nach LÄUFER et al. (1993) an intensive Dehnungsprozesse im Unterkarbon gekoppelt gewesen sein (SONNTAG et al., 1997; KULLMANN & LOESCHKE, 1994). Ozeanische Wassertiefen im Bereich der Calcit-Kompensationstiefe (CCD) wurden während dieser Rift-Vorgänge aber mit Sicherheit nicht erreicht.

Die Schüttung der Hochwipfel-Formation begann in den Karnischen Alpen etwa zur Tournaisium/Viséum-Grenze (SCHÖNLAUB & HEINISCH, 1993; KREUTZER, 1990; FLÜGEL et al., 1959) und erreicht Mächtigkeiten von 600 bis mehr als 1000 m (FLÜGEL, 1990). Der diskordante Wechsel von der kalkigen Fazies zur Flyschsedimentation erfolgt nicht überall zeitgleich, sondern teilweise bereits an der Devon/Karbon-Grenze, teils erst nach dem Viséum (FLÜGEL, 1977; KAHLER, 1971). Er wurde mehrfach mit einer lang anhaltenden Verkarstungsphase im Devonkalk in Verbindung gebracht. Zu den Paläokarst-Erscheinungen zählen nach SCHÖNLAUB et al. (1991) in den Karnischen Alpen ein ausgeprägtes Paläo-Oberflächenrelief, das durch Conodonten datiert wurde, Kollapsbreccien, Verkieselungshorizonte („silcretes“), Schicht-gebundene Erzlagertstätten (BRIGO et al., 2001), Höhlen mit Höhlensedimenten sowie Karstzemente (vergleiche auch Abschnitt „Kathodenlumineszenz“) (SCHÖNLAUB & HEINISCH, 1993; FLÜGEL et al., 1959). Die Verkarstung fand während der *Scaliognathus anchoralis-Doliognathus latus* –Zone statt, was dem spätesten Tournaisium oder der Tournaisium / Viséum –Grenze entspricht. Dies deckt sich mit dem allgemeinen Meeresspiegelabfall im späten Tournaisium. Unterstützt wurde die Exponierung von Karbonaten unter Umständen durch die Ausbildung von Horst- und Grabenstrukturen mit rotierten Halbgräben, wobei ein sehr ausgeprägtes Relief entstand (LÄUFER et al., 1993). In der Gegend westlich des Nassfeld-Passes tritt hingegen eine jüngere Transgression des

Oberkarbons und Perms in devonische Karren auf (KAHLER, 1971). Die synorogene Flyschsedimentation der Hochwipfel-Formation besteht aus sandigen bis pelitischen Turbiditen, unorganisierten Trümmerströmen sowie Chert- und Kalksteinbreccien an der Basis (SCHÖNLAUB & HEINISCH, 1993). Hierin treten auch bis zu zehn Meter mächtige, massige Sandsteinbänke und Kanalfüllungen auf. Es kann eine generelle Unterscheidung in einen proximalen Anteil mit Olistholithen, Lyditbreccien und mächtigen Turbiditen und einen distalen feinkörnigen Anteil vorgenommen werden (LÄUFER et al., 1993). Aus dem stark verschuppten nördlich gelegenen Kontinentalrand gelangten große Gleitblöcke als Riesen-Olistholithe in den Sedimentationsraum der Hochwipfel-Formation zwischen Gondwana und ostalpinem Kristallinkomplex (KULLMANN & LOESCHKE, 1994; LÄUFER et al., 1993, LOESCHKE & HEINISCH, 1993; FLÜGEL, 1990). In den Karnischen Alpen verzahnt sich die Hochwipfel-Formation teilweise lateral und auch vertikal zum Liegenden mit den vulkaniklastischen und vulkanischen Gesteinen der Dimon-Formation. Die Schüttung karbonatischer Klaster wird hierbei von Norden angenommen (SCHÖNLAUB & HEINISCH, 1993). Durch Sporen konnte insgesamt der Zeitraum vom Namur B bis Westfal B innerhalb des Karbon der Karnischen Alpen nachgewiesen werden (KAHLER, 1971). Ähnliches gilt für die Ostkarawanken. Nach SONNTAG et al. (1997) sollen im Flysch enthaltene detritische Zirkone nur geringfügig älter als das Sedimentationsalter der Hochwipfel-Formation sein. Damit ergibt sich ein Maximalalter für die Schüttung der lithischen Wacken mit etwa 320 Ma (Namurium A, Serpukhovium). Da die Hochwipfel-Formation älter als der Höhepunkt der Kollision ist, liegt zudem ein Minimalalter von etwa 300 Ma (jüngeres Moskovium, Miatchkovo) vor (SONNTAG et al., 1997). Die variszische Orogenese erreicht im späten Namurium und späten Westfalium (frühes Bashkirium bis mittleres / spätes Moskovium) ihren Höhepunkt (SCHÖNLAUB & HEINISCH, 1993; SCHÖNLAUB, 1992). Von der variszischen Deformation wurden in den Karnischen Alpen mit Sicherheit noch Schichtglieder des Westfalium A und B beeinflusst (FLÜGEL, 1990; KAHLER, 1971). Sie stellen damit die jüngsten Einheiten des Variszikums der Südalpen dar. Die ältesten Schichten der nachfolgenden Transgression über dem gefalteten bis anchimetamorphen variszischen Grundgebirge lassen lediglich eine Schichtlücke im Westfal C zu (KAHLER, 1971).

Die Alkali-Olivinbasalte der Dimon-Serie (LÄUFER et al., 1993; FLÜGEL, 1990) können als Folge maximaler tektonischer Ausdünnung zum Höhepunkt der Rift-Phase gesehen werden. Sie sind älter als der Hochwipfelflysch oder wurden zeitgleich mit den ältesten proximalen Folgen der Hochwipfelsedimentation gebildet und dürften in den Zeitraum vom jüngeren Tournaisium bis älteren Viséum fallen (LÄUFER et al., 1993). Spät- bis postvariszische Gänge durchschlagen beim Monte Dimon Gesteine der Hochwipfel-Formation. Sie sind demnach jünger als der Hochwipfelflysch, aber älter als die postorogene Auernig-Formation (LÄUFER et al., 1993). Es bildete sich eine weitreichende Faziesdifferenzierung aus, wobei die Schüttung des Hochwipfelflyschs als Folge intensiver Einengungsvorgänge zwischen dem Ablagerungsraum und dem nördlichen Hinterland, wahrscheinlich dem ostalpinen Kristallin, angesehen werden kann (SONNTAG et al., 1997). Nach SCHNABEL (1976) fand während der höheren Hochwipfelflyschzeit (Westfalium) auch Materialtransport aus westlicher Richtung in den Sedimentationsraum des Hochwipfel-Beckens statt. Die Änderung des Sedimentationscharakters mit auftretendem saurem und basischem Vulkanismus wird von FLÜGEL (1990) mit Bewegungen entlang von „transcurrent faults“ in Verbindung gebracht. Diese führten zur Entwicklung unterschiedlicher Schollen mit transpressiven und transtensiven Blöcken und somit zu schneller Abtragung und benachbarter Sedimentation in Senkungszonen. Die ausgedünnte kontinentale Kruste wurde nach

LÄUFER et al. (1993) hierbei in Form einer A-Subduktion unter das nördlich gelegene ostalpine Kristallin geschoben. Nach LOESCHKE & HEINISCH (1993) intrudierten die heute spilitisierten Kissenlaven und Lagergänge der Alkalibasalte des Diabaszugs von Eisenkappel während des Höhepunkts einer devonisch-unterkarbonen Riftphase (älteres Karbon bis vor dem jüngeren Viséum) in eine ausgedünnte kontinentale Kruste. Der alkalibasaltische Magmatismus zeigt Signaturen eines intrakontinentalen Rifts. Nach SEIBERL & STEINHAUSER (1980) weist die im Bereich des Diabases dominierende remanente Magnetisierung mit einer Inklination von 25° auf eine Entstehung in niederen geomagnetischen Breiten hin, beziehungsweise darauf, daß der Diabaszug später verstellt wurde oder die spätere Metamorphose in niederen Breiten stattfand. Die spätvariszischen Batholithe des Südalpins treten hauptsächlich entlang des Periadriatischen Lineaments auf und bestehen aus unterschiedlichen kalkalkalinen Granitoiden und untergeordneten Gabbro-Intrusionen (VAI & COCOZZA, 1986). Für sie wurden Alter von 300 bis 270 Ma ermittelt. CLIFF et al. (1975) haben dagegen an Hornblenden eines Hornblendepegmatits aus dem Randbereich des Granits von Eisenkappel ein K/Ar-Alter von 244 ± 9 Ma ermittelt.

Die frühesten postvariszischen transgressiven Sedimente sind nach Fusulinenfunden in das späte Westfalium (Westfalium D, jüngste Miatchkovo-Substufe) zu stellen (SCHÖNLAUB & HEINISCH, 1993; SCHÖNLAUB, 1992; FLÜGEL, 1990, 1977; VAI & COCOZZA, 1986). In den Karnischen Alpen ist zwischen Straninger Alm und Zollner See die Winkeldiskordanz zwischen syn- und postorogenen Sedimentfolgen aufgeschlossen (SCHÖNLAUB & HEINISCH, 1993; SCHÖNLAUB, 1992). Viele Restquarze lassen nach KÄHLER (1971) im Oberkarbon auf eine tiefgreifende Verwitterung schließen. Die basale, teils grobklastische Waidegg-Formation umfasst nach SCHÖNLAUB & HEINISCH (1993) die ältesten Glieder der postvariszischen Einheiten. Die Bombaso-Formation weist deutliche Ähnlichkeiten zur Hochwipfel-Formation auf. Im Gebiet des Naßfeldpasses tritt die als Molassebildung aufgefasste, 600 bis 800 Meter mächtige Auernig-Gruppe des Kasimovium und Ghzelium (älteres und mittleres Stefanium) auf (SCHÖNLAUB & HEINISCH, 1993; SCHÖNLAUB, 1992). Mittelgradig metamorphe Komponenten wurden hierbei aus Südosten geschüttet (FLÜGEL, 1990). Transgressions-Regressionen-Zyklen prägten nach SCHÖNLAUB (1992) diese Sedimentation vom Westfalium bis in das Artinskium (jüngeres Unterperm).

Im Unterkarbon der Westkarawanken treten dunkle Tonschiefer, Sandsteine und brecciöse Konglomerate auf (ANDERLE, 1970). Dunkle Schiefer herrschen hierbei in den Baueinheiten der Eder- und Mauthener Alm-Decke vor (Tafel 1, Bild 7 und Bild 8; Tafel 2, Bild 1 bis Bild 4). Ansonsten überwiegen lithische Wacken („Grauwacken“) (Tafel 1, Bild 5 und Bild 6), die in Konglomerate oder Breccien übergehen können (Tafel 3, Bild 7). Nach FLÜGEL (1990) führen Konglomeraten der Kanalfazies häufig Kristallin- und Paläozoikumsgesteine. In den tieferen Anteilen der karbonen Schichtfolge sind karbonatische Einschaltungen dunkler, geschichteter Kalke vorhanden (ANDERLE, 1970). Sie werden ebenfalls in das Unterkarbon gestellt, möglicherweise in die tiefsten Bereiche. In der Hochwipfel-Formation der Karawanken treten ebenfalls große und kleinere Olistholithe aus devonischen und unterkarbonen Kalken auf (LÄUFER et al., 1993). Im allgemeinen ist die Sedimentationsgeschichte im Unterkarbon der Karnischen Alpen und der Karawanken nahezu identisch.

2.5.5 Permotrias

Im Perm folgen mehr als 1000 m mächtige Kalksteine und Klastika (SCHÖNLAUB & HEINISCH, 1993). Sie stellen diverse Schelf- und Schelfrandablagerungen dar, die eine unterschiedlich subsidierende Plattform und äußere Schelfbereiche vertreten

(SCHÖNLAUB, 1992). Es handelt sich während des Unterperm um seichtmarine Kalke und Klastika, deren Fauna auf ein warmes Klima und vollmarine Bedingungen schließen läßt. Die Sedimentfolge beginnt mit dem Unteren Pseudoschwagerinen-Kalk und wird im Hangenden von der Grenzland-Formation und den Oberen Pseudoschwagerinen-Kalken gefolgt. Die darüber abgelagerten Algen-Zement-Riffe des Trogkofel-Kalks werden in das Sakmarium und jüngere Artinskium (mittleres bis jüngeres Unterperm) gestellt und im Milieu des äußeren Schelfs angesiedelt (SCHÖNLAUB, 1992). Das marine Perm ging nach Westen in eine terrestrische Rift-Sedimentation über (FLÜGEL, 1990). Zum Ende des Unterperm kommt es im Zuge einer starken Regression (OYRAZUN et al., 1999) zur Zerstörung der Karbonatplattform und der Bildung der Tarviser Breccie. Die Sedimente des Oberperm überlagern jene des Unterperm diskordant und weisen auf ein transgressives System hin. Die Folge beginnt mit Rotsedimenten der Gröden-Formation sowie marinen Ablagerungen, insbesondere in den Karnischen Alpen und Krarawanken, und endet im späten Perm mit basalen Evaporiten (Rauhacken) und Rampenkarbonaten der Bellerophon-Formation (SCHÖNLAUB, 1992), die zwischen einem offenmarinen Ablagerungsraum im Osten und einem Küsten-Sabkha-Bereich im Westen sedimentiert wurden.

Die postvariszische Sedimentation beginnt in den Westkarawanken im Oberkarbon mit einer typisch marinen Entwicklung (ANDERLE, 1970). Sie umfasst die Auernig-Schichten, Rattendorfer Schichten, Trogkofelkalke und Bellerophon-Schichten. Nördlich der Periadriatischen Naht fehlt diese marine Entwicklung vollständig. Auernig-Schichten sind in den Westkarawanken hauptsächlich auf das slowenische Gebiet beschränkt und treten dort in Form kleiner, zerscherter Späne zwischen Hochwipfel-Formation und Permotrias-Einheiten auf (ANDERLE, 1970). Fusulinenkalke der Rattendorfer Schichten sind im Bereich des Klausbachs (Rivo della Chiusa) an der Grenze zwischen Österreich und Italien vorhanden. Zwischen Trogkofelkalken und Bellerophon-Schichten schaltet sich die klastisch-terrestrische, teils aber auch marine Sedimentation der Grödener Schichten ein (SCHÖNLAUB, 1980b; ANDERLE, 1970). BUSER (1974) beschreibt eine klastische Entwicklung innerhalb der Trogkofel-Schichten, die im Bereich der Westkarawanken, am Kahlkogel zwischen Mittagskogel und Hochstuhl, besonders ausgeprägt ist. Sie umfasst Tonschiefer, Quarzsandsteine und Konglomerate, sowie geringmächtige Kalkbänke. Trogkofelkalke und Bellerophon-Schichten finden insbesondere in der Vorbergzone ihre Verbreitung, treten aber auch innerhalb der Nordflanke der Gebirgskette zusammen mit Grödener Schichten an der Basis der überlagernden Trias auf. Die darüber folgende Trias reicht von Sandsteinen des Skythium bis zum Hauptdolomit und Dachsteinkalk des Norium.

2.6 Karbon von Nötsch

Das Karbon von Nötsch befindet sich nordwestlich von Arnoldstein (vergleiche Übersichtskarte Abb. 2.2) zwischen der Windischen Höhe und der Villacher Alpe, mit der Badstub (1369 m) als höchstem Gipfel. Es nimmt innerhalb der Karbonvorkommen im Grenzbereich zwischen Ost- und Südalpen eine Sonderstellung ein. In dieser Einheit treten fossilführende Gesteine aus dem Karbon hauptsächlich in Ost-West-Erstreckung in Form eines von Störungen abgegrenzten Keils in Erscheinung (SCHÖNLAUB & HEINISCH, 1993). Im allgemein zeigt sich eine vorherrschende Nordvergenz in den Kristallinzonen der Karawanken und des Gailtals (EXNER & SCHÖNLAUB, 1973). Der Granitzug von Nötsch bildet eine 8 km lange und 150 m breite Lamelle im nördlichen Bereich des Gailtalkristallins (EXNER, 1976). Er besteht aus Diorit, Granit und Altkristallin (Amphibolit, Paragneis, Orthogneis), das den Rest des alten Daches der Intrusion darstellt (SCHÖNLAUB, 1985). Granat-führende Plagioklas-Aplite durchschlagen den Amphibolit. Die Gailtal-Quarzphyllite sind tektonisch vom Altkristallin und von den dort intrudierten Graniten und Dioriten getrennt. Für den Granit wird ein variszisches Intrusionsalter angenommen. Alle Gesteine sind stark mylonitisiert und epimetamorph überprägt (EXNER, 1976). Es zeigen sich Paragenesen mit sekundärem Quarz, Hellglimmer, Chlorit, Epidot und Karbonat. SCHÖNLAUB (1985) beschreibt ebenfalls eine thermische Beeinflussung im Karbon von Nötsch im Übergangsbereich zwischen Anchi- und Epimetamorphose, die auch in der Gröden-Formation und im Anis des Dobratsch nachzuweisen ist. Diese niedrigstgradige Metamorphose wird nach RANTITSCH (1995) als anchizonale Versenkungsmetamorphose während der alpidischen Orogenese interpretiert. Das Karbon von Nötsch und der benachbarte Drauzug zeigen keine Unterschiede im Metamorphosegrad. Nach dem rekonstruierten Versenkungsverlauf werden Bedingungen um 260 °C und 6 kbar angenommen (RANTITSCH, 1995). Im Norden und im Süden ist die Begrenzung der Lamelle von tektonischer Natur. Im Norden ist sie auf das Oberkarbon (Konglomerate, Sandsteine, Tonschiefer) des Karbon von Nötsch aufgeschoben, südlich wurde der Granitzug von Nötsch am Gailbruch („Bruch von St. Georgen“) von den Gesteinen des Gailtalkristallins nordvergent überschoben (SCHÖNLAUB, 1985). Nach EXNER & SCHÖNLAUB (1973) kann in Bezug auf die Kristallingesteine der Karawanken und des Zuges von Nötsch von der Existenz zusammengehöriger tektonischer Lamellen ausgegangen werden. Zum einen sind der Tonalitgneis der Ostkarawanken und die Tonalitlamelle von Finkenstein sowie der Tonalitgneis des Lesachtals als eine solche Einheit anzusehen. Das Altkristallin von Eisenkappel und das des Gailtals werden ebenfalls miteinander in Verbindung gebracht. Der Granitzug der Ostkarawanken und die Granitlamelle von Nötsch und vielleicht auch der Diabaszug von Eisenkappel und die Diabase beziehungsweise Spillite von Untertechanting sowie die Amphibolite des Nötscher Karbon sollen eine genetische Zusammengehörigkeit aufweisen. Auch diese Einheiten fallen nach Süden ein.

Die Sedimente im Karbon von Nötsch fallen steil nach Süden ein (KRAINER, 1992). Probleme treten hinsichtlich des Verlaufs und der Art der seitlichen und insbesondere der nördlichen Begrenzung auf. Es könnte sich zum einen um einen tektonischen Kontakt handeln oder um eine ursprüngliche, transgressive Abfolge von Perm über Oberkarbon (SCHÖNLAUB & HEINISCH, 1993). Nach KRAINER (1992) kann jedoch angenommen werden, daß das Karbon von Nötsch eine allseits tektonische Begrenzung besitzt. FLÜGEL (1977) führt diese strukturellen Grenzen auf alpidische Bewegungen zurück. Es handelt sich seiner Meinung nach wohl um einen tektonischen Schürfling an der Basis der oberostalpinen Decken. Auch SCHÖNLAUB & HEINISCH (1993) sind der Meinung, daß das jetzige Erscheinungsbild dieses Karbonbeckens während

der alpidischen Orogenese ausgebildet wurde, wobei ältere Störungen reaktiviert und neue parallel zur Periadriatischen Naht angelegt wurden (SCHÖNLAUB & HEINISCH, 1993). Nach LÄUFER et al. (1993) befand sich das Karbon von Nötsch während des jüngsten Viséum und älteren Namurium nördlich des Hochwipfelbeckens, in proximaler Stellung am aktiven Kontinentalrand. Hierbei kam es zeitweise zur Ablagerung mächtiger gravitativer Sedimentströme in einem proximalen inneren Fächer oder am Kontinentalhang (SCHÖNLAUB, 1992a). SCHÖNLAUB (1985) nimmt eine ursprüngliche Anlage in Form eines Molassebeckens an.

Die klastische Abfolge des Nötscher Karbon weist im Norden die tiefsten und ältesten Schichtglieder auf, welche zur Erlachgraben-Formation zusammengefasst wurden (SCHÖNLAUB & HEINISCH, 1993). Im Süden folgen die Badstub-Formation / -Breccie und die Nötsch-Formation. Nach KRÄINER (1992) kann folgende Gliederung für die Schichtfolge des Karbon von Nötsch vom Liegenden zum Hangenden angegeben werden:

- 1) **Erlachgraben-Formation** (jüngstes Viséum oder älteres Namurium): Sie stellt das älteste Schichtglied im Karbon von Nötsch dar und beinhaltet die früher getrennt ausgeschiedene Pölland-Gruppe. Sie bildet die Schichten im Liegenden der Badstub-Breccie und besteht aus polymikten, teils gradierten Konglomeraten mit Komponenten bis etwa 20 cm Durchmesser und teils horizontal geschichteten oder gradierten Sandsteinen. Teilweise sind auch sandige „Schiefer“ und graue bis dunkelgraue, plattige, Glimmer-führende „Siltschiefer“ und „Tonschiefer“ vorhanden (SCHÖNLAUB, 1985).
- 2) **Badstub-Formation** mit der Badstub-Breccie (Namurium oder Grenze Viséum / Namurium): Es handelt sich um eine Breccie, bestehend aus Komponenten von Amphiboliten, Gneisen, Graniten, Glimmerschiefern, Quarziten und Marmoren. Allgemein ist nach SCHÖNLAUB (1985) eine Bezeichnung als „Grüngesteinskörper“ vertretbar. Es kommen teilweise auch Rinnenfüllungen aus gradierten Quarzkiesen und –sanden vor. KRÄINER & MOGESSIE (1991) konnten jedoch zeigen, daß es sich um eine sedimentäre Breccie mit Amphibolit-Komponenten aus metamorph überprägten tholeiitischen Ozeanbodenbasalten handelt.
- 3) **Nötsch-Formation** (Namurium bis Westfalium ?): Es handelt sich um eine klastische fossilführende Abfolge aus grauen Tonschiefern und Siltschiefern, seltener auch von Sandsteinen und Feinkonglomeraten. Im Profil Hermsberg konnten meinerseits Brachiopoden (*Gigantoproductus*) gefunden werden.

Im Fall der Badstub-Breccie handelt es sich um ein Gestein, in dem subgerundete bis gerundete Kristallin-Komponenten in einer grünen Matrix tholeiitischer Zusammensetzung auftreten (SCHÖNLAUB & HEINISCH, 1993). Die aufgearbeiteten Amphibolit-Klasten innerhalb der Badstub-Breccie entstammen nach SCHÖNLAUB (1992a) metamorph überprägten tholeiitischen Ozeanbodenbasalten eines unbekanntem ozeanischen Bereichs. Möglicherweise befanden sich die Südalpen zumindest während des späteren Paläozoikum in einer Position südlich des eigentlichen ozeanischen Raumes (vergleiche auch die Ausrichtung der Riffkomplexe in den Karnischen Alpen nach KREUTZER (1990)). In den Karawanken kann nach SCHÖNLAUB & HEINISCH (1993) keine mit der Badstub-Breccie vergleichbare Einheit erkannt werden.

Im weiteren soll auf die Erlachgraben-Formation etwas näher eingegangen werden. Zur Erlachgraben-Formation wird nach KRÄINER (1992) die Pölland-Gruppe gerechnet. Sie

besteht aus Konglomeraten, Sandsteinen und Siltsteinen bis Tonschiefern. Das Straßenprofil von Pölland zur Windischen Höhe stellt einen Ausschnitt der „Pölland-Gruppe“ innerhalb der Erlachgraben-Formation dar. Es tritt eine fast durchweg steilstehende, nach Norden (?) (SCHÖNLAUB, 1985) einfallende Wechselfolge von Fein- bis Grobkonglomeraten, grauen, meist plattigen, detritische Glimmer führenden Tonschiefern und hellgrauen Sandsteinen auf (SCHÖNLAUB, 1985). Die Grobkonglomerate können eine Mächtigkeit von bis zu 12 m aufweisen. Die Komponenten der Konglomerate erreichen maximale Korngrößen von 25 cm, wobei Quarz, Quarzit, Glimmerschiefer, Phyllit, Amphibolit, Lydit, Ortho- und Paragneise auftreten (Abb. 2.14a und b).

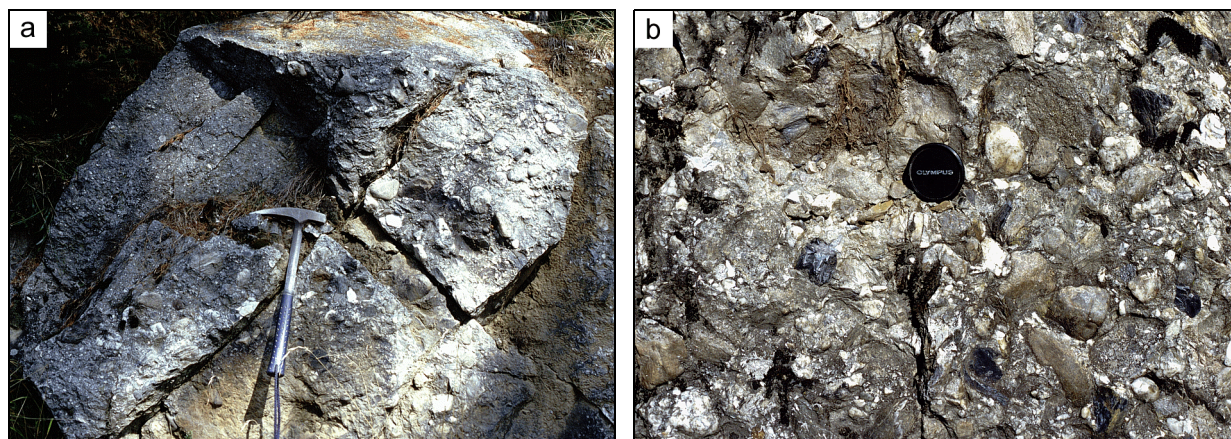


Abb. 2.14: a) Steilstehendes, gradiertes Grob- bis Feinkonglomerat an der Straße von Pölland zur Windischen Höhe; b) Geröllspektrum des Grobkonglomerats mit Quarz, Quarzit, Gneis, Glimmerschiefer, Phyllit, Sandstein und Tonstein/-schiefer.

Tab 2.1: Ergebnis der Komponentenausählung im Konglomerat an der Straße zwischen Pölland und der Windischen Höhe.

Typ	Korngröße	Anzahl (N _{ges} =124)	Anteil in %
Quarz / Quarzit	1-12 cm	53	42,7
Gneis	2-6 cm	31	25,0
Glimmerschiefer	2-5 cm	23	18,6
Sandstein	1,5-4 cm	7	5,7
Phyllit	1-4 cm	5	4,0
Siltstein / Tonstein	2-3 cm	5	4,0

Die zwischenliegenden Sandsteine weisen eine meist undeutlich entwickelte Parallelschichtung auf und erreichen etwa 2 m Mächtigkeit. Sie sind durchweg als unreife, Lithoklasten-reiche Sandsteine zu charakterisieren und führen bis zu 25 % Feldspat (SCHÖNLAUB, 1985). Die Lithoklasten werden hauptsächlich von metamorphen Gesteinen bestimmt und bestehen aus Quarz-Feldspat- (Gneise) oder Quarz-Glimmer-Aggregaten (Glimmerschiefer). Zudem treten wie bei den Konglomeraten Quarzite auf (KRAINER, 1992). Sedimentäre und metasedimentäre Bruchstücke treten zurück. Das Schwermineralspektrum schwankt stark. Es treten Granat, Hornblende, Chloritoid, Turmalin, Apatit, Zirkon, Rutil, Chlorit, Epidot und Staurolith auf (SCHÖNLAUB, 1985).

Nach SCHÖNLAUB (1992a) treten Faunen des jüngsten Viséum und älteren Namurium bis frühen Westfalium auf, die auf Seichtwasserverhältnisse unter vollmarinen Bedingungen, bewegtem Wasser und guter Lichtdurchflutung sowie hohes Nährstoffangebot hinweisen (SCHÖNLAUB & HEINISCH, 1993; SCHÖNLAUB, 1992a). In den klastischen Abfolgen treten zudem sehr häufig Spurenfossilien auf (SCHÖNLAUB &

HEINISCH, 1993). KRÄINER (1989) hebt aus dieser reichhaltigen Ichnofazies die Spurenfossilien *Nereites isp.*, *Lophoctenium isp.* und *Dictyodora liebeana* hervor. Im Sommer 1999 konnte ich die Spurenfossilien *Dictyodora liebeana* und *Lophoctenium isp.* sowie zudem *Monocraterion isp.* (TEICHERT, 1975: W58-W61, W79-W84) ebenfalls im Straßenprofil zwischen Pölland und der Windischen Höhe auffinden (Tafel 2, Bild 7 und Bild 8). Im Karbon von Nötsch sind nur schlecht erhaltene und meist unbestimmbare Pflanzenfossilien enthalten (KRÄINER, 1989). Im oben genannten Aufschluß konnte ich innerhalb der Pölland-Gruppe der Erlachgraben-Formation ein kleines Blattfragment eines Calamiten entdecken (Tafel 2, Bild 6). SCHÖNLAUB (1985) erwähnt *Calamites radiatus* und eventuell *Cordaiten*-Blattfragmente, die in das Westfalium A bis älteres Stefanium gestellt werden.



Abb. 2.14c: Südstürze der Trias-Kalke des Dobratsch (Villacher Alpe), in östlicher Verlängerung des Karbons von Nötsch.

Nach Osten werden die alpidischen Überschiebungen von SE-streichenden dextralen Seitenverschiebungen versetzt. Innerhalb des keilförmigen Bereichs zwischen der Periadriatischen Naht (PAN) und der SE-streichenden Palmanova-Linie, die beide dextrale Seitenverschiebungen darstellen, bildeten sich nach SCHÖNBORN (1999) unter dem Einfluß SSE- und NNE-streichender konjugierter Störungssysteme pull-apart – Becken aus (Abb. 2.15b). Während die PAN nach PLACER (1999) ein tektonisches Element erster Ordnung darstellt, ist die Überschiebungsfront zwischen Südalpen und Externen Dinariden ein Element zweiter Ordnung. Die Save-Linie und Idrija-Störung werden als Elemente dritter Ordnung betrachtet. Die Südalpine Front befindet sich im Süden des Triglav-Massivs. An ihr werden die südalpinen Julischen Alpen als Tolmin-Decke auf die Externen Dinariden überschoben (Abb. 2.15b). Für die Save-Linie werden Versatzbeträge zwischen 25 und 70 km angenommen. Die rheologisch inkompetenteren Gesteine des Paläozoikum der Südkarawanken werden als Javornik-Einheit bezeichnet (PLACER, 1999), nach Javorniški Rovt oberhalb von Jesenice. Die Kuschuta-Einheit mit ihren mesozoischen Gesteinen wird als eine tektonische Linse zwischen der PAN und weiteren Störungen der Periadriatischen Störungszone, einschließlich der Save-Linie, angesehen. Die „Tolmin-Decke“ und die Julische Decke sind von Norden nach Süden auf die Externen Dinariden überschobene Decken (Abb. 2.15b). Die Koschuta-Einheit dürfte hierbei einen innerhalb der periadriatischen tektonischen Zone intensiv tektonisierten Teil der Julischen Decke darstellen. Der Bereich der Karawanken kann als eine intensiv kompressiv überprägte und extrudierte Zone angesehen werden (Abb. 2.16). Auch nach TOMLJENović & CSONTOS (2001) verursachte die letzte Verkürzung am östlichen Ende der Periadriatischen Naht konzentrierte fächerartige Strukturen, die als Folge einer N- bis NW-gerichtete Bewegung des Dinarischen Blocks und dessen Rotation gegen den Uhrzeigersinn relativ zu den Ostalpen angesehen werden kann. In diesen Zusammenhang ist auch die Bildung der Save-Falten zu stellen (TOMLJENović & CSONTOS, 2001; FODOR et al., 1998).

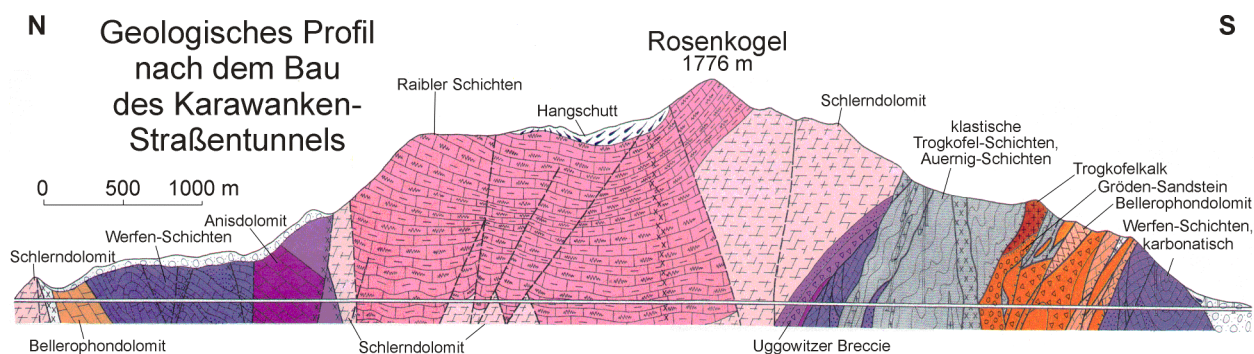


Abb. 2.16: Geologisches Profil im Schnitt durch den neuen Karawanken-Straßentunnel. Erkennbar ist die Blumenstrauß-artige Struktur mit nordvergenten Störungen im Norden und einer südvergenten Verschuppung im Süden (verändert nach MIKOŠ, 1991).

Ostalpen

Das tektonische Inventar der Ostalpen ist nach RATSCHBACHER et al. (1991, 1989) von spät-oligozänen bis miozänen Seitenverschiebungen und Abschiebungen geprägt. Die laterale Extrusion der zentralen Ostalpen beinhaltet sowohl tektonisches Ausweichen („tectonic escape“), als auch extensionalen Kollaps („extensional collaps“). Für die Entwicklung einer solchen lateralen Extrusion sind ein stabiles Vorland, eine durch Kollision und Einpressen eines Indenters (MANCKTELOW et al., 2001) erzeugte verdickte Kruste, eine Abnahme der Krustenfestigkeit durch thermische Entlastung, ein Gradient (Abnahme) der Krustendicke von den Ostalpen in Richtung Karpaten und eine Störung

der Lithosphärenwurzel notwendig (RATSCHBACHER et al., 1991). Die nordwärtige Einpressung des adriatischen Indenters und damit der Südalpen verursachte die Verdickung und das tektonische Ausweichen. Das Strukturmuster der Ostalpen wird von Ausweichstrukturen, hauptsächlich aus konjugierten Systemen von Seitenverschiebungen, die keilförmige Blöcke begrenzen, dominiert. Dabei kam es zur Ausprägung zweier überlappender Domänen. Zum einen handelt es sich um die Ausbildung kompressiver seitenverschiebender Störungen im Bereich der **Ötztal-Masse und der Zentral-Tauern** an der Front des adriatischen Indenters und zum anderen die Bildung extensionaler Seitenverschiebungen und Abschiebungen in den **östlichen Ostalpen** (TOMLJENović & CSONTOS, 2001; RATSCHBACHER et al., 1991). Der Unterschied zwischen beiden Regime führte mit der Heraushebung der zentralen Tauern zu topographischen Ungleichheiten, zu Krustenanisotropien und zu unterschiedlicher Krustendicke. Während der ostwärts gerichteten Ausweichbewegung der östlich des Tauernfensters gelegenen Ostalpen kam es zur Ausbildung dextraler NW-SE-streichender Seitenverschiebungen am Südrand und sinistraler SW-NE-streichender Störungen am Nordrand des Extrusionskeils (RATSCHBACHER et al., 1991). Das hatte in den östlichen Ostalpen die Anlage von Abschiebungen, Halbgräben, pull-apart –Becken und vereinzelt push-up –Rücken zur Folge. Das Steirische Rift-Becken wird in Verbindung mit dem Lavanttal-Störungssystem und dem Mur-Mürztal-Störungssystem als Resultat der Extrusion betrachtet. Ebenso scheinen Blumenstrauß-Strukturen in den Karawanken eine Folge dieser Entwicklung zu sein (Abb. 2.16). Die Karawanken erhielten hierdurch ihren alpidischen bivergenten Baustil. Die laterale Extrusion dürfte im späten Oligozän, während oder kurz nach der Intrusion der periadriatischen Magmatite begonnen haben. In diesem Bezug kann auch die mittel- bis obermiozäne Ausbildung des Lavanttaler Beckens und des Klagenfurter Beckens gesehen werden. Die Hauptstörung am südlichen Rand des ostalpinen Extrusionskeils wird durch die dextrale NW-SE-streichende Mölltal-Störung gebildet (Abb. 2.15a). Sie trifft bei Villach auf die PAN und die Westkarawanken. Eine untergeordnete Störung desselben Systems ist die NNW-SSE-streichende, ebenfalls dextrale Maltatal-Ggendental-Störung, welche ebenfalls im Raum Villach auf die PAN trifft und mit dieser sowie der Mölltal-Störung einen komplexen Störungsknotenpunkt bildet (Abb. 2.15a). Weiter östlich endet die dextrale NNW-SSE-streichende Sölker Störung an der PAN und letztlich wird die Periadriatische Naht selbst von der dextralen NNW-SSE-streichenden Lavanttal-Störung gekappt.

2.7.2 Strukturgeologie der Karnischen Alpen

Die Karnischen Alpen und Karawanken bilden einen variszisch und alpidisch stark verkürzten, WNW-ESE-streichenden Deckenkomplex aus isoklinal verfalteten anchi- bis epizonal metamorphen paläozoischen Gesteinen (SCHÖNLAUB & HEINISCH, 1993; FLÜGEL, 1970). Insbesondere wird der Baustil der Karnischen Alpen stark von Deckenüberschiebungen geprägt. Die Bezeichnung als „Decken“ wurde bereits durch HERITSCH (1936, in: ANDERLE, 1970) eingeführt. So wurden von KREUTZER (1990) im Bereich des Cellon sieben Deckeneinheiten ausgeschieden. Von der liegenden zur hangenden Decke sind dies: Nordzone, Eder-Decke, Mauthener Alm-Decke, Feldkogeldecke (endet von Westen kommend bei Arnoldstein), Rauchkofel- und Bischofalm-Schuppendecke, Cellon-Kellerwand-Decke und eine „Höchste Decke“, die nur auf der italienischen Seite der Karnischen Alpen auftritt (KREUTZER, 1990). Die Eder-Einheit stellt nach LÄUFER et al. (1997) wohl keine separate Decke dar, sondern ist als transpressiver, von Verwerfungen begrenzter Block anzusehen. Seine Bildung wird in das Oligozän gestellt und ist an große dextrale Seitenverschiebungen entlang der PAN gebunden (LÄUFER et al., 1997). Er wurde im mittleren Miozän exhumiert. Der

Hochwipfelflysch wurde ehemals als Deckenscheider angesehen, was aber heute nicht mehr aufrecht erhalten werden kann (SCHÖNLAUB, 1980b). Die zugeordnete Deformationsphase fällt in das späte Namurium oder frühe Westfalium (SCHÖNLAUB & HEINISCH, 1993). Die Hauptphase der variszischen Orogenese, die „Karnische Phase“, fand in den Karnischen Alpen im Westfalium C statt (FLÜGEL, 1977). Die Intensität der variszischen Tektonik war wesentlich stärker als die alpidische und soll nach SCHÖNLAUB & HEINISCH (1993) zu einer Verkürzung der ursprünglichen Ausdehnung um etwa 75 bis 80 Prozent geführt haben. Nach Westen ist in den Karnischen Alpen eine Zunahme des Metamorphosegrades feststellbar (SCHÖNLAUB, 1980b). Nach FLÜGEL (1990) kann zwischen Kristallin und paläozoischem Deckgebirge unter Umständen eine tektonische Trennfläche unbekannter Größenordnung vorhanden sein. Sie entspräche dann einer kaledonischen Orogenese (bis spätestens zum Caradocium, etwa 450 Ma). Das erste duktile Deformationsereignis D_1 fand in den Karnischen Alpen unter niedriggradigen metamorphen Bedingungen statt und betraf mit Temperaturen zwischen 300 und 450 °C nur die Fleons-Decke (LÄUFER et al., 2001). Das zweite Deformationsereignis D_2 betraf die gesamten Karnischen Alpen mit südvergenten Überschiebungen und großen, engen Falten mit E-W-streichenden Achsen. Sie kann einer Kompressionstektonik im mittleren und jüngeren Karbon zugeschrieben werden (SCHÖNLAUB & HEINISCH, 1993). Diese Strukturen wurden nachfolgend während der bruchhaften Heraushebung tektonisch zerstückelt. Eine weitere Phase führte zu großen Antiklinalformen und neuen Überschiebungsbahnen, die während der alpidischen Orogenese erneut aktiviert wurden. Im Biegengebirge der zentralen Karnischen Alpen erscheint eine große nordvergente Antiklinalstruktur mit steilstehender Achsenebene und 12° nach Osten einfallender Achsenrichtung (SCHÖNLAUB, 1980b). Bereits östlich des Kronhofgrabens in den Karnischen Alpen dominiert nach SCHÖNLAUB (1980b) die Schieferentwicklung innerhalb des karbonen Hochwipfelflyschs, sowie die Verschuppung aller Einheiten (Beispiel: phyllitische Schiefer der Garnitzenklamm). Zudem kann ein Falten- und Deckenbau erkannt werden. Noch weiter nach Osten nimmt die Verschuppung weiter zu. Eine höhere Decke überschiebt die mehrfach verschuppte Liegendeinheit aus Hochwipfelflysch und Devonkalken entlang einer flach nach Südwesten einfallenden Überschiebungsbahn (SCHÖNLAUB, 1980b).

Die tektonisch tiefsten Einheiten haben dabei eine starke Umkristallisation erfahren. Darunter sind insbesondere die sterilen Bänderkalke und phyllitischen Schiefer zu verstehen. Ihre Überprägung nimmt zur Periadriatischen Naht (PAN) hin zu. LÄUFER et al. (1993) und SIEWERT (1973) nehmen an, daß die während der alpidischen Orogenese als dextrale Seitenverschiebung aktive Periadriatische Naht (PAN) eine paläozoische Vorgeschichte hat. Sie verläuft in Schwächezonen der unterkarbonen Riftbereiche. Nach LOESCHKE & HEINISCH (1993) war der Bereich der Periadriatischen Naht zweimal als tiefreichendes Störungssystem tätig. Innerhalb des späten Devon und frühen Karbon besaß es den Charakter eines Riftsystems, während des späten Viséum und Namurium den einer Überschiebungszone. Während der alpidischen Orogenese wurde sie dann nochmals als dextrale Seitenverschiebungszone reaktiviert. In der Randzone der Karnischen Alpen gegen das Lesachtal treten in den nördlichen Bereichen der Karnischen Alpen Mylonit-Lamellen auf (LÄUFER et al., 1997; SCHÖNLAUB, 1980b). Die Periadriatische Naht (PAN) und ihre Riedel-Brüche sind seit dem Oligozän als schmale Scherzonen mit syn- und antithetischen Begleitstörungen aktiv (SPRENGER, 1996). Die Deformation erfolgt im spröden Regime in Form einfacher Scherung. Hierbei erreichte die Verformungsrate sehr hohe Werte und ist einem N-S-gerichteten transpressiven Stressregime mit einer dextralen Dislokationskomponente zuzuordnen (SPRENGER, 1996). Die Bordaglia-Störung gehört zu einer Serie von zur PAN konjugierten sinistralen

spätalpidischen Querstörungen, welche die Karnischen Alpen in SW-NE- bis SSW-NNE- und NNW-SSE-Richtung durchschlagen (LÄUFER et al., 2001; SCHÖNBORN, 1999; SCHÖNLAUB, 1980b). Das SSE-streichende System weist einen dextralen, das NNE-streichende dagegen einen sinistralen Bewegungssinn auf (SCHÖNBORN, 1999).

2.7.3 Strukturgeologie der Karawanken

Die Karawanken zeigen generell eine stärkere alpidische Verformung als die Karnischen Alpen (SCHÖNLAUB, 1980b; FLÜGEL, 1977). In den Ostkarawanken beherrschen nordvergente Antiklinalstrukturen das tektonische Erscheinungsbild (SCHÖNLAUB & HEINISCH, 1993). Die Achsen fallen hierbei seicht nach Südwesten ein. Zudem kann eine kleinere Spezialfaltung erkannt werden, die im Seeberggebiet in den sogenannten Seeberg-Schiefern und der Hochwipfel-Formation besonders deutlich in Erscheinung tritt. Da postvariszische Sedimente mit in die Faltung einbezogen sind, kann nach SCHÖNLAUB & HEINISCH (1993) und SCHÖNLAUB (1980b) von einer alpidischen Hauptdeformation ausgegangen werden. Hiermit waren insbesondere dextrale Seitenverschiebungen in WNW-ESE-Richtung als Folge einer N-S-Einengung verbunden. Im nördlichen Bereich, bei Trögern, treten sehr steil bis saiger stehende Anteile der Hochwipfel-Formation auf (SCHÖNLAUB & HEINISCH, 1993). Zudem ist der gesamte Baustil durch steile Verwerfungen in zahllose kleine Blöcke zerlegt worden.

Die Periadriatische Naht (PAN) ist im Bereich der Karawanken eine transpressive kataklastische Störungszone mit großem dextralem Lateralversatz, die in E-W-Richtung streicht und mit 70° bis 80° nach Süden einfällt (POLINSKI, 1991). Sie wird aber ihrerseits auf ihrem Verlauf von mehreren NW-SE- bis NNW-SSE-streichenden Blattverschiebungen dextral versetzt. Es handelt sich hierbei von West nach Ost um die Kapellenberg- (3200 m Versatz), die Rasburg- (4200 m), die Rosenbach- (2200 m), die Hochstuhl- (3500 m), die Heilige Wand- (1500 m), die Strugarjach- (2000 m) und die Waidisch-Blattverschiebung (2500 m). Hieraus ergibt sich ein scheinbarer Gesamtversatz der PAN durch spätere Blattverschiebungen um 19,1 km. Nach POLINSKI (1991) zeigt die Hochstuhl-Blattverschiebung eine Verbindung in die NNW-SSE-streichende Gegendtal-Störung zwischen dem Mirnock- und Wollanig-Kristallin und dem Gerlitz-Kristallin. Westlich der Hochstuhl-Blattverschiebung entspricht die PAN der tektonischen Grenze zwischen den südalpinen Gesteinen der Südkarawanken und den neogenen Gesteinen des Klagenfurter Beckens. Die Nordkarawanken-Überschiebung fällt mit 10° bis 25° in südlicher Richtung ein, ist aber auf Bereiche östlich der Hochstuhl-Blattverschiebung beschränkt (POLINSKI, 1991).

2.7.4 Westkarawanken

Einen Überblick bezüglich der strukturellen Baueinheiten und des engeren tektonischen Rahmens der Westkarawanken und des südlichsten Ostalpins bietet Abb. 2.17. Nach ANDERLE (1970) treten in den Westkarawanken von der liegenden zur hangenden Deckeneinheit die Eder-Decke, Mauthener Alm-Decke, Rauchkofel-Decke und Cellon-Decke in Erscheinung. Außer im Feistritzgraben südlich von Finkenstein am Faaker See konnten diese an anderer Stelle in den Westkarawanken aber nicht eindeutig, beziehungsweise nur Fragmente derselben nachgewiesen werden (ANDERLE, 1970). Wie in Abb. 2.18 zu erkennen ist, liegt eine sehr starke Verschuppung vor (ANDERLE, 1982a; SCHÖNLAUB, 1980b). Etwas problematisch ist hierbei auch die strikte, eher lithologisch-fazielle Zuordnung der verschiedenen karbonatischen Gesteinseinheiten des Devon zu den unterschiedlichen Decken. So entsprechen die Bänderkalk-Einheiten der metamorphen Basis-Schuppen der Eder-Decke, die roten und grauen Flaserkalke

der Mauthner Alm- und Rauchkofel-Decke und schließlich die Riffkalke der Cellon-Decke (ANDERLE, 1982b).

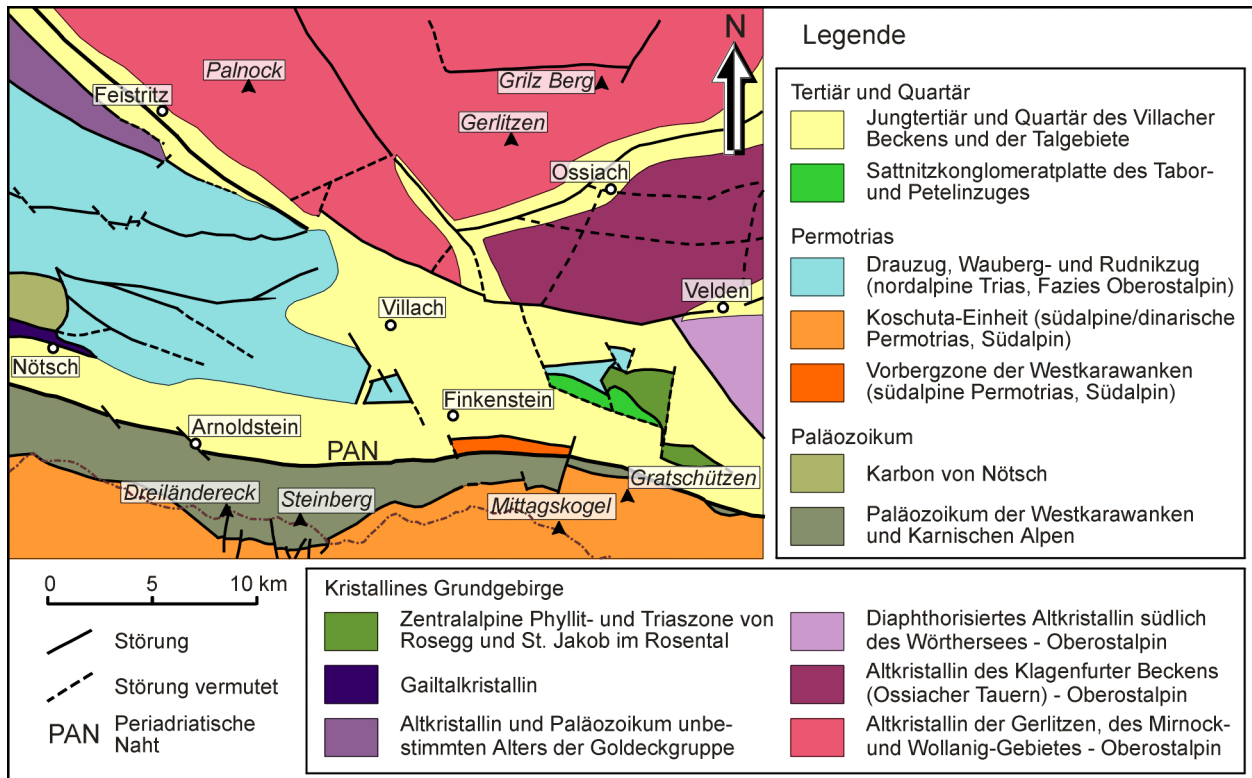


Abb. 2.17: Tektonische und strukturelle Übersichtskarte der Westkarawanken (verändert nach Anderle, 1982a, 1982b).

Östlich der Gailitz-Furche treten in einem wenige Kilometer breiten Streifen alt- und jungpaläozoische Gesteine auf (SCHÖNLAUB, 1980b). Sie reichen bis zum Nordrand des Mittagkogels und bestehen aus Bänderkalken, grobkristallinen Kalken sowie phyllitischen Schiefen, im allgemeinen ohne Fossilinhalt. SCHÖNLAUB (1980b) will im Profil des Kokragrabens südöstlich Arnoldstein mindestens sieben Devonkalkschuppen (sechs Schuppen nach ANDERLE, 1982a) erkennen, die durch Hochwipfelflysch voneinander getrennt sind. Diese können aber bereits etwa einen Kilometer weiter östlich an der Wurzelpassstrasse nicht mehr getrennt werden (SCHÖNLAUB, 1980b). Die tieferen Kalkzüge zeigen nach ANGEL & KAHLER (1937) durch jüngere Bewegungen verursachte Auswalzungen, insbesondere in der Umgebung von Arnoldstein. Dies äußert sich unter anderem in einer Breccien-Textur der Kalke, wie sie südlich des Illitsch bei Finkenstein auftritt, was auf eine schwere Störung hinweist. Insbesondere werden auch die Vererzungen der Lagerstätte Neufinkenstein mit den jüngsten Bewegungen in Verbindung gebracht (ANGEL & KAHLER, 1937). Sie liegen ebenfalls im Bereich ausgeprägter Störungen. Die Streichrichtung und das achsiale Gefälle der paläozoischen Baueinheiten schwanken stark und es treten zudem bedeutende Querdislokationen auf. Nach ANDERLE (1970) sollte, zumindest in den Westkarawanken, besser von Schuppenstrukturen gesprochen werden, da für die paläozoischen Baueinheiten keine weiten Überschiebungsbahnen festgestellt werden können. Zudem sind alle Einheiten steilgestellt und die tektonischen Bewegungsbahnen fallen mit etwa 60° nach Süden ein. In diesen Strukturen ist nach ANDERLE (1970), insbesondere gegen den nördlichen Gebirgsfuß der Westkarawanken, der wesentliche Einfluß der Periadriatischen Naht (PAN) auf die variszischen tektonischen Elemente erkennbar.

ANDERLE (1970) daher um einen fächerartigen Gebirgsbau mit zwei Überschiebungsrichtungen. Diese Struktur wird auf die alpidische Orogenese zurückgeführt. In den Karawanken lassen sich kretazisch-paläogene Deformationsstrukturen nicht nachweisen (POLINSKI,1991). Die Hauptbewegungen und die Hebung der Karawanken vollzogen sich erst im Jungtertiär (ANDERLE, 1970). Der Einfluß der Karawanken auf die Bildung der Rosenbacher Kohlschichten des Sarmatium (mittleres Miozän) kann nach ANDERLE (1970) noch nicht groß gewesen sein. An der Lieferung der Sedimente des Sattnitz- und des Bärentalkonglomerats (jüngeres Obermiozän) waren hingegen nur noch Gesteine der Karawanken beteiligt. Daher können starke Hebungen und Überschiebungen der Karawanken während des jüngeren Miozän und Pliozän angenommen werden (ANDERLE, 1982b, 1970). Die Nordschübe sind damit sehr jung und es wurde hierbei auch der paläozoische Unterbau erneut erfasst und die Rauckofel-Decke des Feistritzgrabens in mehrere Schuppen zerlegt.

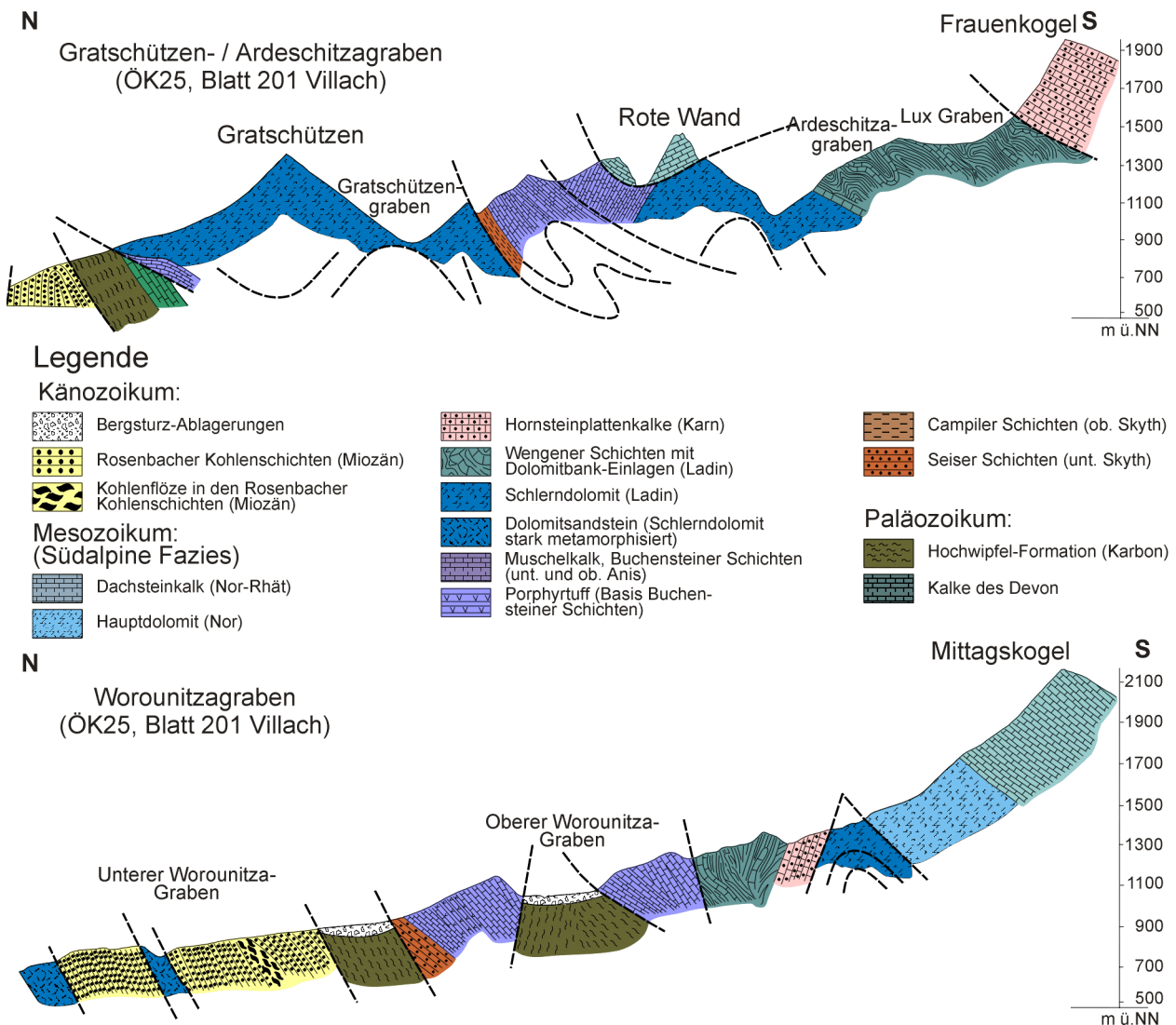


Abb. 2.19: N-S-Profile durch den Bereich Gratschützen- / Ardeschitzgraben - Frauenkogel (oben) und den Bereich Worounitzgraben – Mittagkogel (unten). Sehr deutlich tritt die nach Osten (oberes Profil) zunehmende Ausbildung von nordvergenten Antiklinalstrukturen in Erscheinung (verändert nach ANDERLE, 1970).

Vorbergzone

Im Bereich der Vorbergzone sind jungpaläozoische Sedimente des Perm von den Einheiten der Westkarawanken überschoben. ANDERLE (1970) nimmt eine alpidische Abtrennung dieser Einheiten und eine darauf folgende separate tektonische Entwicklung an. Es soll sich hierbei um eine passive tektonische Bewegung im Zuge des allgemeinen pliozänen Nordschubs der Westkarawanken gehandelt haben. Auch ANGEL & KAHLER (1937) betrachten bereits die Vorbergzone des Kanzianiberg-Altfinckenstein-Samonig-Zuges als Klippenzone, die aus abgestreiften Schubsplittern der Koschuta-Einheit besteht.

2.7.5 Abfolge der Deformationsphasen in den Karawanken

In den Nordkarawanken fand nach POLINSKI (1991) eine paläozän-eozäne **Deformation D₁** statt, die mit NW-SE-streichenden Falten und nach NE gerichteten Überschiebungen, sowie WSW-ENE-streichenden sinistralen Blattverschiebungen verbunden war. Diese Strukturen können auf eine NE-SW-gerichtete transpressive Einengung zurückgeführt werden. Derartige Bewegungen entlang der Deferegg-Antholz-Vals-Linie wurden im Süden des Rieserferner-Plutons mit 28 bis 21 Ma datiert (SCHULZ, 1989 in: POLINSKI, 1991).

Während der **Deformationsphase D₂** kam es im Oligozän im Alpenraum zum Aufstieg periadriatischer Magmatite (ELIAS, 1998; POLINSKI, 1991). In den Karawanken intrudierten im mittleren Oligozän der Tonalit von Techanting im System der Tonalitlamelle von Finkenstein und der Karawanken-Tonalit von Eisenkappel. Es wird eine Intrusion in eine divergente sinistrale Scherzone angenommen. Hiermit sollen auch die untermiozänen Vulkanite des Smrekovec (24 – 22 Ma) im Norden Sloweniens in Verbindung gebracht werden (POLINSKI, 1991). Nach der Tonalitintrusion kam es bis in das mittlere Miozän zu dextralen Horizontalbewegungen. Durch Hebungsprozesse wurde der Karawanken-Tonalit von Eisenkappel bis zum Untermiozän exhumiert, in das Vorland verfrachtet und dort abgelagert. Im post-Sarmatium treten Schüttungen auf, die Tonalit-Gerölle mit bis zu 25 cm Durchmesser enthalten (VAN HUSEN, 1976). Die dextralen Horizontalbewegungen können nach POLINSKI (1991) in einer Größenordnung von 60 km bis 150 km angesiedelt werden.

Die **Deformationsphase D₃** umfasst NW-SE-gerichtete dextrale Seitenverschiebungen, in den Südkarawanken traten sowohl nordwärts gerichtete Bewegungen der Seebergdecke, als auch südwärts gerichtete an der Koschuta-Überschiebung auf (POLINSKI, 1991; SIEWERT, 1984). Diese sind mit einer N-S-Einengung verbunden.

2.7.6 Das Klagenfurter Becken

Das Klagenfurter Becken entstand im oberen Miozän und weist den typisch asymmetrischen Querschnitt eines Vorlandbeckens auf. Es kann nicht ausgeschlossen werden, daß es sich hierbei um eine Pull-Apart –artige Beckengenese handelt (POLINSKI, 1991). Der nördliche Rand ist aufgeschlossen, der südliche hingegen wurde im Osten gänzlich und im Westen teilweise von den Einheiten der Karawanken überfahren. Die Rosenbacher Kohlschichten des unteren Sarmatium stellen die ältesten Sedimente im Becken dar. Ab dem Ende des Untersarmatium wurden grobklastischen Sedimente des Bärenthal-Konglomerats nach Norden und Osten geschüttet. Dies wird als Zeichen der Überschiebung der mesozoischen Einheiten auf die Beckensedimente (**Deformationsphase D₄**) gedeutet (POLINSKI, 1991). Die Hebung der Nordkarawanken führte zur Bildung teils riesiger Rutschschollen aus Kalken (VAN HUSEN, 1976). Die Bewegungen hielten bis in das obere Pannonium (9 – 8 Ma) an. Die damit verbundene Überschiebung der Karawanken auf das Klagenfurter Becken kann daher ebenfalls bis in das obere Pannonium angenommen werden (POLINSKI, 1991).

Nach RATSCHBACHER et al. (1991) sind die Karawanken-Nordüberschiebungen als post-pannonisch (< 8 Ma) einzustufen. Die Überschiebung der Nordkarawanken auf die jungtertiären Sedimente des Vorlandes erfolgte auf einer meist steilen Verwerfungsfläche. Eine NW-SE-gerichtete Einengung der **Deformationsphase D₄** führte zu transpressiven Scherbewegungen und zur Ausbildung kleinräumiger NW-SE-gelängerter Schollen (POLINSKI, 1991; ANDERLE, 1970; Beispiel: Mittagskogel-Scholle). Mit diesen Bewegungen kann auch die Save-Linie in Verbindung gebracht werden. Als Maß der Überschiebung auf das Klagenfurter Becken werden 4 – 5 km angegeben. Die Blattverschiebungen verursachten einen Versatz um 8 – 10 km. Die interne Verkürzung der Karawanken beträgt etwa 7 – 10 km, so daß nach POLINSKI (1991) von einer Gesamtverkürzung während der Deformationsphase D₄ von 16 – 25 km ausgegangen werden kann. Die SE-streichenden, aus den Ostalpen kommenden dextralen Seitenverschiebungen vereinigten sich im Bereich der Karawanken mit den zeitgleich aktiven transpressiven Strukturen der PAN (SCHÖNBORN, 1999). Sie dürften synchron mit der Überschiebung der Karawanken auf das Klagenfurter Becken sein. Da sie die PAN aber auch nachfolgend noch versetzen, sind an ihnen teilweise jüngere Bewegungen aufgetreten.

Es handelt sich dabei um quartäre bis rezente Bewegungen (**Deformationsphase D₅**). Hierzu zählen auch Dislokationen entlang der Hochstuhl-Blattverschiebung (POLINSKI, 1991).

Die Verteilung der historischen Erdbeben im Bereich der Karawanken zeigt sowohl einen Bezug zur PAN, als auch zur Hochstuhl-Blattverschiebung. Falls die Beben unter anderem auch an junge dextrale Seitenverschiebungen des Save-Systems gekoppelt sind, können N-S-streichende Brüche innerhalb der Karawanken damit in Verbindung gebracht werden (POLINSKI, 1991). Eine damit verknüpfte N-S-gerichtete Einengung ist an die rezente NNW-Bewegung des adriatischen Indenters gekoppelt.

2.7.7 Geophysikalische Untersuchungen

Gravimetrie

Die gravimetrische Vermessung der Karawanken und ihres Vorlands im Jahr 1973 wurde von STEINHAUSER et al. (1980) in einer Bouguerschwerekarte dargestellt. Ein ausgeprägter Schweretrog mit stark negativer Schwereanomalie verläuft entlang des Nordabfalls der Karawanken (Nordkarawanken) in E-W-Richtung. Er wird als Folge der geringen Dichte der jungtertiären Sattnitz-Konglomerate interpretiert (STEINHAUSER et al., 1980). Der Schweretrog schwenkt im Bereich zwischen Hochstuhl und Mittagskogel nach WNW in Richtung Drautal. An der Südflanke des Trogs verläuft in etwa die Periadriatische Naht. In ihrem Verlauf schwanken die Schwereanomalien besonders stark. Die Schwerewerte nehmen nach Westen aufgrund der alpinen Gebirgswurzel generell ab. Aus der Modellierung der Ergebnisse zeigt sich, daß das Schwereminimum als Folge der Sattnitzkonglomerate angesehen werden kann, die von den Karawanken teilweise überschoben wurden. Sie reichen unter den Karawanken bis in eine Tiefe von etwa 800-1300 m hinab. Die Karawanken besitzen aber keine gravimetrisch erkennbare Gebirgswurzel, wie sie für ein eigenständiges Gebirge üblich wäre (STEINHAUSER et al., 1980).

Geomagnetik

Geomagnetische Messungen entlang der Periadriatischen Naht (PAN) durch SEIBERL & STEINHAUSER (1980) haben eine Zone mit schmalen Anomalien ergeben, deren Streichen von West nach Ost von WNW-ESE auf W-E dreht. Sie steht in direktem Zusammenhang mit der PAN und verläuft auf einer Länge von 17 km von Stobitzen

westlich Finkenstein am Faaker See bis nach Rosenbach im Rosental. Die Tonalit-Lamelle von Finkenstein (siehe auch Abschnitt „Tonalit-Intrusionen und Lamprophyrgänge“) korreliert hierbei gut mit einer circa 3,5 km langen positiven Anomalie und ebenso könnte eine 1,5 km lange positive Anomalie nördlich des Mittagkogels eine Verlängerung der Tonalit-Lamelle darstellen (SEIBERL & STEINHAUSER, 1980). Das Anomaliebild lässt vermuten, daß sich der Tonalit-Körper in größerer Tiefe auf einer Länge von 10 km von Rosenbach weiter nach Osten bis zum Bärental südlich von Feistritz erstreckt. Im Bereich von Finkenstein und weiter nach Osten scheint der Verlauf der PAN im Bild der Geomagnetik um 1,5 km nach Norden verschoben.

Geothermie und Wärmestrom

Während der spätoligozänen synkollisionalen und präextrusiven Phase kann entlang des östlichen Teils der Periadriatischen Naht ein Wärmestrom von $> 150 \text{ mW/m}^2$ angenommen werden (SACHSENHOFER, 2001). Dies wird durch hyperthermale Fluide mit $350\text{-}400 \text{ }^\circ\text{C}$ in 2-4 km Tiefe in den Karnischen Alpen unterstützt. Die magmatische Aktivität entlang der Periadriatischen Naht war an die Aufheizung des lithosphärischen Mantels durch aufströmendes Asthenosphärenmaterial in Folge des Abreißens der subduzierten Platte („slab break-off“; VON BLANKENBURG & DAVIES, 1995) gebunden. Die schnelle laterale Wanderung des Abreißens (10 km/Ma bis 1000 km/Ma) ist für die lineare Spur des Magmatismus in thermisch lokal geschwächerter Kruste verantwortlich. Dies erklärt die fast gleichzeitige Intrusion magmatischer Gesteine entlang der Seitenverschiebungszone der Periadriatischen Naht (VON BLANKENBURG & DAVIES, 1995). Dagegen traten extrem niedrige Wärmeströme von $< 40 \text{ mW/m}^2$ entlang der orogenen Front auf, was als Folge der Krustenverdickung und Deckenstapelung anzusehen ist (SACHSENHOFER, 2001). In vielen Becken, wie auch dem Steirischen Becken, wurde die maximale Temperatur und damit die Maturität organischen Materials während der früh- bis mittelmiozänen Extension erreicht. Zu diesen Zonen erhöhten Wärmeströms zählt auch das einer schnellen Exhumierung metamorpher Kernkomplexe unterliegende Tauern-Fenster mit $175\text{-}210 \text{ mW/m}^2$ und in Teilbereichen auch bis zu 280 mW/m^2 . Der postextensionale spätmiozäne Wärmestrom lag im Bereich des Wiener Beckens und am südöstlichen Rand der Ostalpen wieder bei $40\text{-}50 \text{ mW/m}^2$. Wärmeströme $> 75 \text{ mW/m}^2$ waren noch im Tauern-Fenster und im Bereich des Pannonischen Beckens vorhanden. Da die Temperatur die rheologischen Eigenschaften und das mechanische Verhalten der Gesteine bestimmt, kommt dem oligozänen sehr hohen Wärmestrom im Bereich der Periadriatischen Naht eine besondere tektonische und kinematische Bedeutung zu.

2.7.8 Strukturgeologische Untersuchungen in den Westkarawanken

Zur strukturgeologischen Erfassung des Gebirgszuges der Westkarawanken war es erforderlich, sowohl die zu bearbeitenden jungpaläozoischen Schichtfolgen als auch die älteren, unter Umständen teilweise bis in das Ordovizium hinabreichenden altpaläozoischen Späne entlang der basalen Nordseite des strukturellen Körpers zu untersuchen (Beilage 2). Innerhalb der Hochwipfel-Formation treten zahlreiche Kalkschollen und -blöcke auf, die eine enorme tektonische Zerstückelung und Verschuppung der gesamten tieferen Einheiten beinahe zwingend nahe legen (Tafel 1, Bild 1 und Bild 2; Tafel 3, Bild 1 – Bild 4). Die Untersuchung der Hauptkluftrichtungen und der Schichtlagerung dieser Kalk-Einheiten zeigt jedoch ein von der Hochwipfel-Formation abweichendes Muster. Es könnte demnach bereits vor der Ablagerung der lithischen Hochwipfel-Sandsteine angelegt worden sein. Eine spätere Beanspruchung der gesamten Abfolge sollte sich aufgrund rheologischer Betrachtungen auf die lithologischen Kontraste konzentrieren und somit zu einer Erhöhung der Verformungs- und Scherungsrate an den dominanten Diskontinuitätsflächen führen (Eisbacher, 1991). Ein Modell für die Einlagerung der devonischen Kalkblöcke in die Abfolge der Hochwipfel-Schichten wurde von Kullmann & Loeschke (1994) vorgeschlagen. Im Paläozoikum der Ostkarawanken werden diese allochthonen Einheiten nunmehr als Olistholithe interpretiert, die während der aktiveren tektonischen Phasen in den Trog der Hochwipfel-Sedimentation eingeglitten sind. In diesem Licht scheint das mitteldevonische Riffkalk-Vorkommen auf dem Gipfel des Dreiländerecks eine wesentlich einfachere Interpretation als bisher zu ermöglichen. Anstatt einer hochgelegenen Decke („Celson-Decke“) kann auch in diesem Fall von einem Olistolith ausgegangen werden. Zudem ist eine ungestörte Sedimentation von Hochwipfel-Tonsteinen in direkt angrenzender Nachbarschaft zu erkennen (Tafel 3, Bild 5). Dies und das häufige Auftreten von Rutschungsverfaltungen innerhalb der tonreichen Hochwipfel-Anteile unterstreichen diese These (Tafel 2, Bild 3 und Bild 4). Etwas anders verhält es sich mit den basal gelegenen, teils deutlich niedriggradig-metamorphen Schichten, welche bisher nur aufgrund stratigraphischer Vergleiche mit den Karnischen Alpen als „Bischofalm-Quarzite“ und „Schiefer des Himmelberg-Sandsteins“ interpretiert wurden (Tafel 1, Bild 1). Zudem treten im Bereich des Kokra-Grabens und des Korpitschgrabens Schichtfolgen mit sicherem Silur-Anteil auf. Diese wurden von Schönlaub (1971a, 1975) beschrieben. Auch diese Einheiten könnten aufgrund ihrer aus Kieselgesteinslagen stammenden hohen lithologischen Kompetenz als Olistolith-Blöcke unterschiedlichen Ausmaßes in das Hochwipfel-Sedimentationsbecken gerutscht sein. Ob jedoch auch die tiefsten Anteile der Schichtabfolge so zu deuten sind, bleibt offen.

Schichtflächen

Die altpaläozoischen Einheiten weisen jedenfalls eine abweichende tektonische Orientierung der Schichtflächen auf (Abb. 2.20). Das Altpaläozoikum, unter diesem Begriff sollen die siliziklastischen Einheiten am Ausgang des Korpitschgrabens zusammengefasst werden, weist mehrere Maxima der Schichtflächenpole auf, was wahrscheinlich die Folge einer intensiven Verschuppung, Verkippung und Blockrotation innerhalb der basalen Schuppenzone ist (Abb. 2.20a). Sie befinden sich zudem in unmittelbarer Nähe zur Periadriatischen Naht. Die Devonkalke des Korpitschgrabens zeigen zwei Vorzugsrichtungen (Abb. 2.20b). Zum einen ein geringes bis mäßig steiles Einfallen nach SSE bis S und zum anderen ein sehr steiles bis saigeres Einfallen mit E-W-Streichen. Hierbei kommen auch steil nach SSW bis SW fallende Einheiten vor. Die Aufschlüsse weiter nach Osten (Feistritzgraben, Goritscher Graben) besitzen ein

generell steiles Einfallen nach S beziehungsweise SW und einige untergeordnete, aber deutlich verstellte Blöcke (Abb. 2.20c).

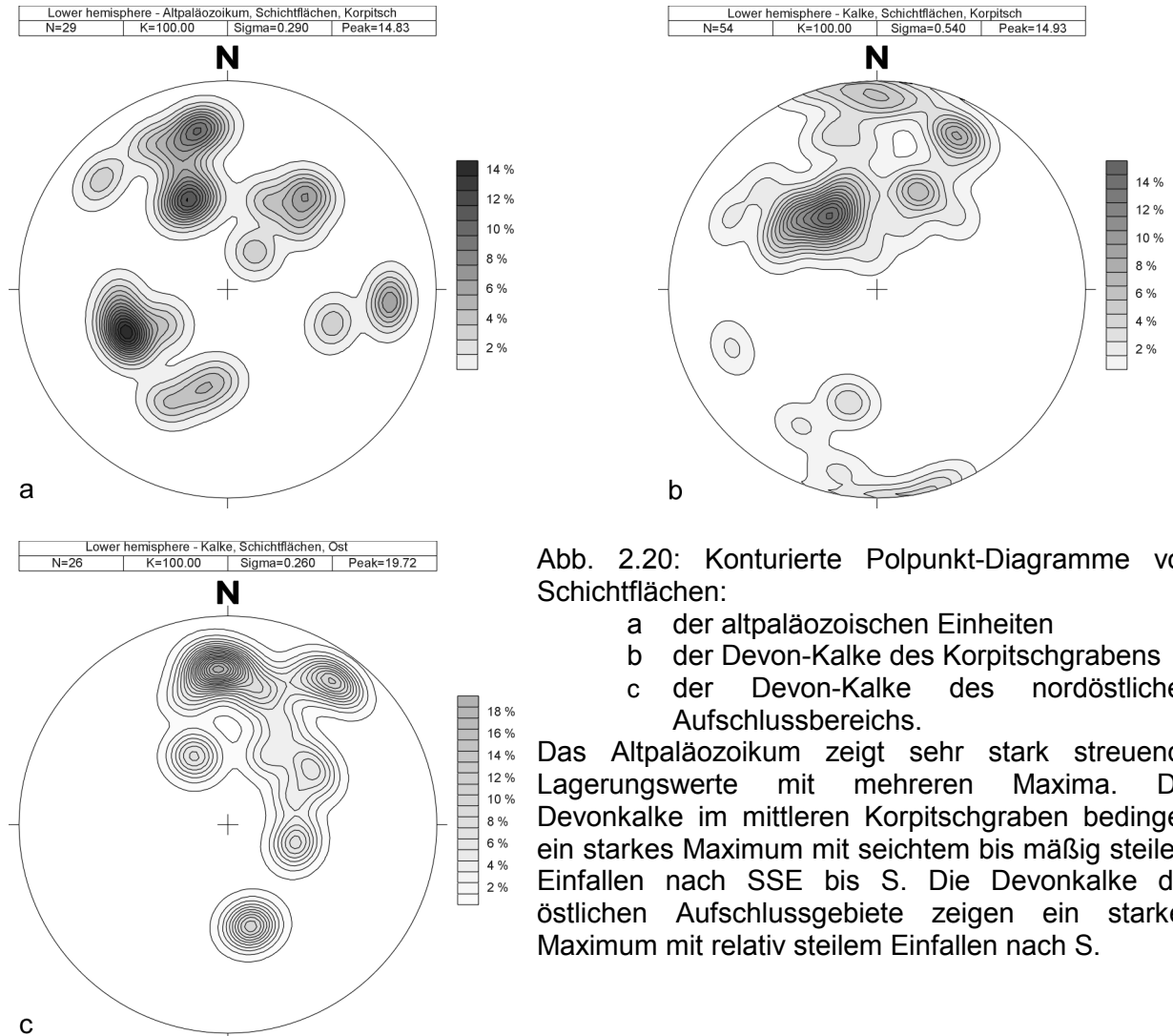


Abb. 2.20: Konturierte Polpunkt-Diagramme von Schichtflächen:

- a der altpaläozoischen Einheiten
- b der Devon-Kalke des Korpitschgrabens
- c der Devon-Kalke des nordöstlichen Aufschlussbereichs.

Das Altpaläozoikum zeigt sehr stark streuende Lagerungswerte mit mehreren Maxima. Die Devonkalke im mittleren Korpitschgraben bedingen ein starkes Maximum mit seichtem bis mäßig steilem Einfallen nach SSE bis S. Die Devonkalke der östlichen Aufschlussgebiete zeigen ein starkes Maximum mit relativ steilem Einfallen nach S.

Die Schichtflächen der Hochwipfel-Formation des Karbon zeigen zwar Ähnlichkeiten, besitzen jedoch ein deutlich zweigeteiltes Häufigkeitsmaximum (Abb. 2.21a und b). Im Korpitschgraben liegen beide Maxima noch sehr nah beieinander (Abb. 2.21a). Dies kann auf eine konsequente Lagerung zurückgeführt werden, die nur aufgrund der Graben-parallel verlaufenden Störung gegenseitig um eine N-S-gerichtete Achse verkippt wurde. Innerhalb des östlichen Aufschlussbereichs kann ein ähnliches, jedoch sehr verbreitetes und schwächeres Maxima erkannt werden (Abb. 2.21b). Prägnant ist hierbei ein Maximum von nach Süden einfallenden Flächen sowie die Andeutung einer π -Kreis-artigen Anordnung der Maxima. Es könnte sich hierbei um eine nach Osten abtauchende Faltenstruktur handeln, die einen stärker zerscherten Südschenkel aufweist. Am Dreiländereck ist wiederum das breite ausgeprägte Maximum der mäßig steil um südliche Richtungen einfallenden Einheiten zu erkennen (Abb. 2.21c). Schichtflächen der südlichen, höheren Anteile der Hochwipfel-Formation weisen eine stark abweichende, meist subvertikale Orientierung auf (Abb. 2.21d und e). Im Bereich des Suhelj-Grabens bildet sich ein Maxima-Bereich ab, der um steil bis saiger stehende, WNW-ESE-streichende Schichtpakete pendelt. Es kann zudem eine der Abb. 2.21b ähnliche π -Kreis-artige Anordnung der Maxima vermutet werden. Möglicherweise handelt es sich auch hier um eine schwache Falten-artige Struktur. Am Petelinjek und

Hahnenwipfel konzentrieren sich die Polpunkte um ein steilstehendes Flächenmaximum (Abb. 2.21e). Das Einfallen dieses Hauptmaximums ist SSW bis S. Zudem können über einen breiten Bereich streuende, flach nach Norden einfallende Flächen erkannt werden.

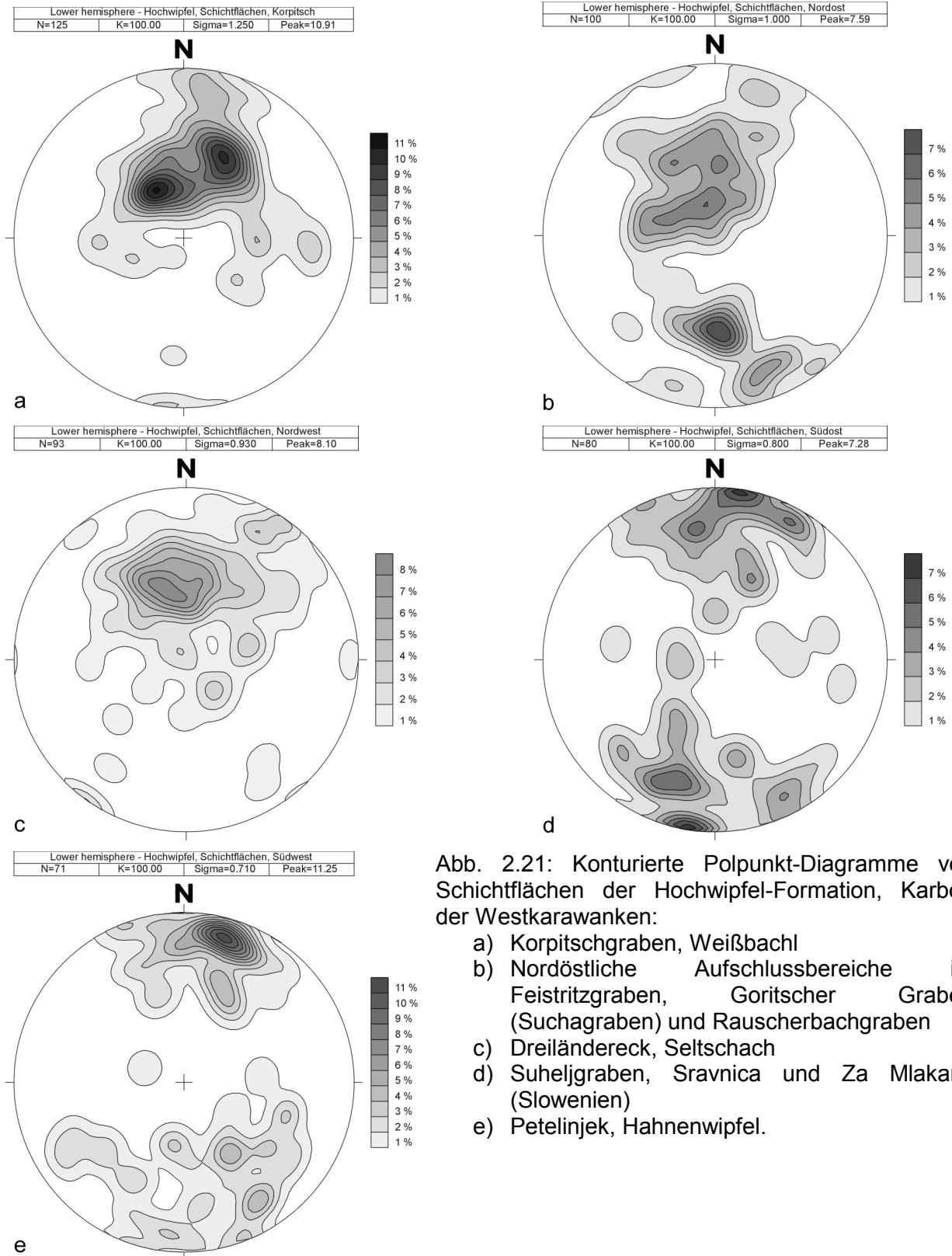


Abb. 2.21: Konturierte Polpunkt-Diagramme von Schichtflächen der Hochwipfel-Formation, Karbon der Westkarawanken:
 a) Korpitschgraben, Weißbachl
 b) Nordöstliche Aufschlussbereiche im Feistritzgraben, Goritscher Graben (Suchagraben) und Rauscherbachgraben
 c) Dreiländereck, Seltschach
 d) Suheljgraben, Sravnica und Za Mlakami (Slowenien)
 e) Petelinjek, Hahnenwipfel.

Sowohl der südwestliche, als auch der südöstliche Aufschlussbereich zeigt diese steile Schichtlagerung. Dies ist wahrscheinlich auf den Einfluß des südlichen Hauptstörungssystems, die Save-Störung und deren Zweigstörungen, sowie auf die steilen südwärtig aufschiebenden Schuppenstrukturen zurückzuführen.

Harnische

Die eindeutig auswertbaren Harnischflächen waren leider in allen Schichtgliedern gering. Das Altpaläozoikum am Ausgang des Korpitschgrabens zeigt mäßig steil nach SSW einfallende Störungsflächen mit dextralem Bewegungssinn (Abb. 2.22a) und ebenfalls mäßig steile Störungsflächen mit einem Einfallen nach WSW bis W. Diese zeigen einen sinistralen Bewegungssinn. In den Devonkalke zeigen sich ebenfalls dextrale, teils steilstehende und nach Süden oder Westen einfallende Störungsflächen (Abb. 2.22b). Zudem können aber auch steile bis sehr steile, nach SE bis ESE gerichtete Aufschiebungen erkannt werden. In Abb. 2.22c wurden alle Harnisch-Daten aus der Hochwipfel-Formation zusammengefasst. Auch hier können mäßig steile bis steilstehende Störungsflächen mit dextralem Bewegungssinn erkannt werden.

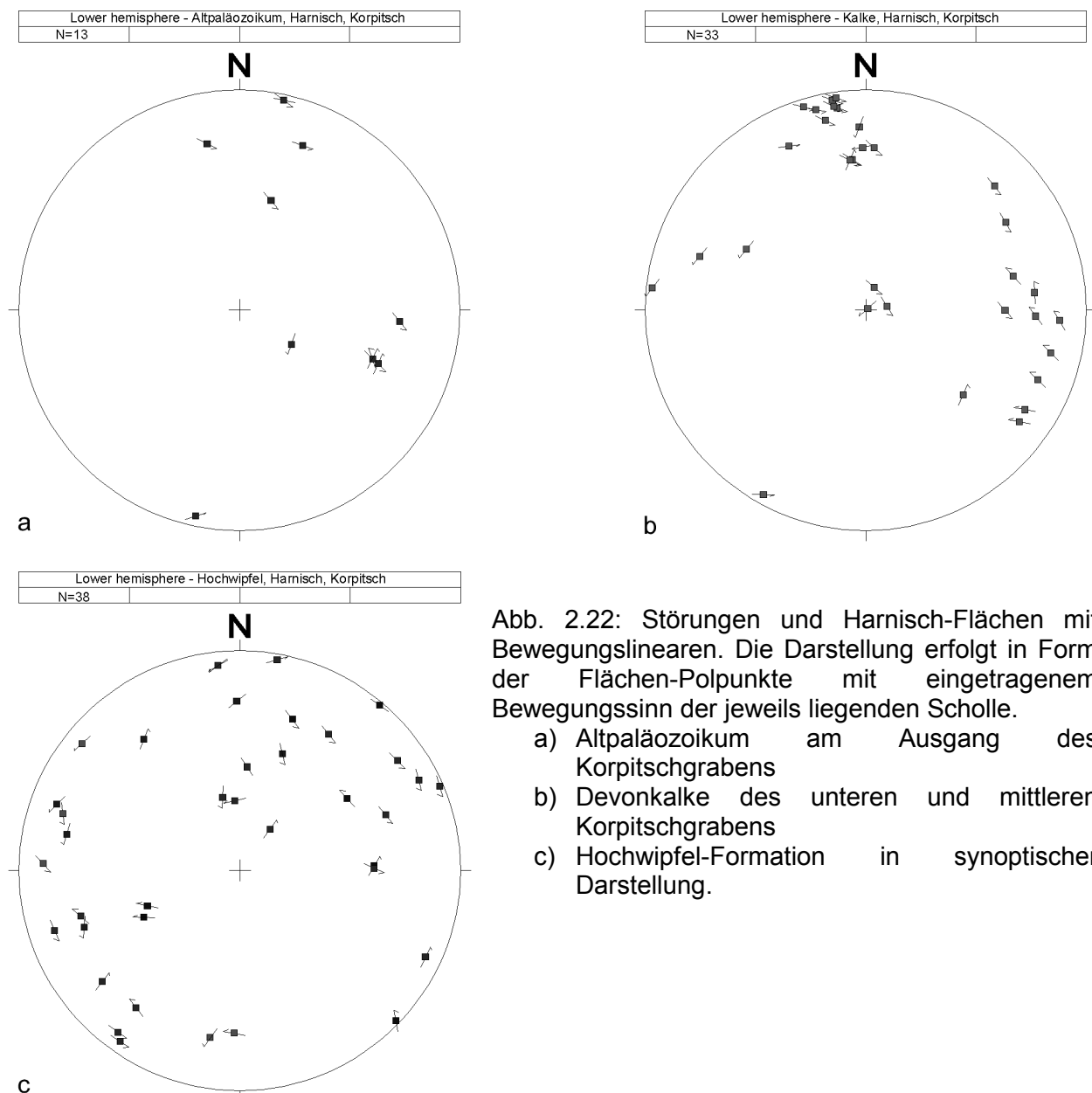


Abb. 2.22: Störungen und Harnisch-Flächen mit Bewegungslinearen. Die Darstellung erfolgt in Form der Flächen-Polpunkte mit eingetragenem Bewegungssinn der jeweils liegenden Scholle.

- Altpaläozoikum am Ausgang des Korpitschgrabens
- Devonkalke des unteren und mittleren Korpitschgrabens
- Hochwipfel-Formation in synoptischer Darstellung.

Im allgemeinen kann jedoch keine Vorzugsrichtung erkannt werden. Wahrscheinlich ist dies auf die intensive Zerblockung und die damit verbundenen, zwischen den beiden großen Störungssystemen der Periadriatischen Naht und der Save-Linie auftretenden Blockrotationen zurückzuführen. Interessant sind hierbei aber einige steilstehende, um SW pendelnde Flächen, die ebenfalls einen dextralen Bewegungssinn zeigen.

Klüfte

Die beiden dominanten Störungssysteme der Periadriatischen Naht und der Save-Linie zeigen sich in den Kluffrosen als sub-E-W- bis WSW-ESE-gerichtetes Muster (Abb. 2.23a und b). Des weiteren können im nördlichen Teil N-S-gerichtete Kluffverläufe erkannt werden, die wahrscheinlich an N-S-orientierte Querstörungen gebunden sind (SIEWERT, 1973). Bezüglich dieser Klufforientierung kann eine NW-SE-gerichtete Einengung vermutet werden.

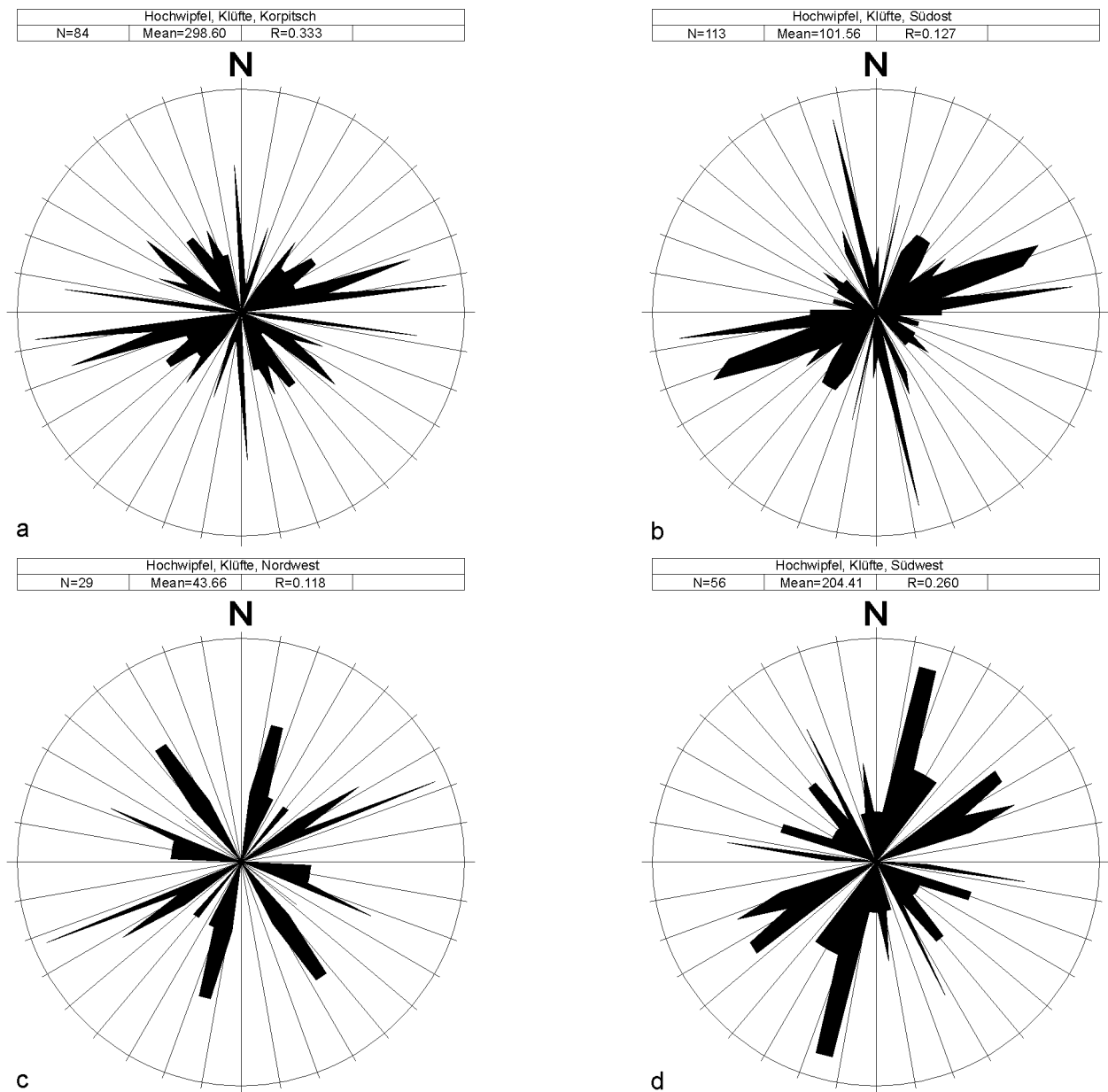


Abb. 2.23: Symmetrische Kluffrosen: a) Nordost, Korpitschgraben, b) Bereich Südost, Suheljgraben, c) Bereich Nordwest, Dreiländereck und d) Bereich Südwest, Petelinjek.

Die Kluffverteilung lässt zudem ebenfalls eine deutliche Veränderung vom Liegenden zum Hangenden der Hochwipfel-Formation (Abb. 2.23c und d) und zwischen Hochwipfel-Formation und den Devon-Kalken erkennen (Abb. 2.24). Die südlichen Bereiche des Hochwipfel-Karbons zeigen eine auffallende NNE-SSW-gerichtete Komponente und einer etwas geringer vertretene NW-SE-Richtung. Eventuell zeigt sich hierin ein verändertes rheologisches Verhalten im Grenzbereich zwischen tieferem, eingespanntem paläozoischem Sockel und der überlagernden alpidischen Störungs- und Überschiebungsbahn der permotriassischen Schichteinheiten. Das Muster der Devon-Kalke weicht stark von dem der Hochwipfel-Schichten ab und weist mehr auf NW-SE-gerichtete Querstörungen hin. Dies könnte auf eine ältere schräge Zerblockung der Westkarawanken hindeuten.

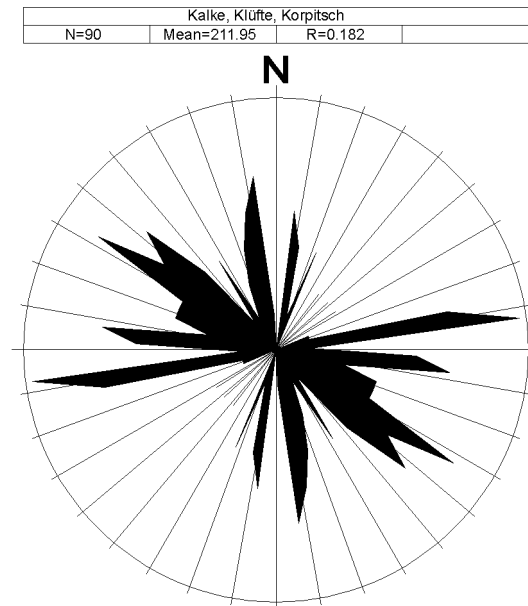


Abb.2.24: Symmetrische Kluffrose der Devonkalke des unteren und mittleren Korpitschgrabens. Eine auffallende Querzone innerhalb der Westkarawanken wird durch den Übergang des Wurzenpasses markiert. Seine Sattelhöhe liegt nur 470m über der Talbasis, die umgebenden Käme ragen dagegen um 500-600m höher auf. Zusammen mit der westlich der Karawanken gelegenen Gailitz-Furche könnte es sich hierbei um morphologische Effekte der Querstörungen handeln. Einen Hinweis auf schräge Zerblockung entlang von Seitenverschiebungen findet man ebenfalls im nördlich des Wurzenpasses gelegenen Kokragraben. Seine Anlage folgt im oberen Teil den Nordwest-Südost-gerichteten Querstörungen. Gleiches gilt für den zwischen Arnoldstein und Seltschach gelegene Graben. Der Aufschlußbereich des Dreiländerecks liegt westlich des Wurzenpasses und ist relativ zu den östlich anschließenden Bereichen der Hochwipfel-Formation in Richtung NW dextral versetzt. Es zeigt sich hier eine wesentliche strukturelle Eigenschaft im Bau der Westkarawanken (Beilage 2). NW-SE-gerichtete, schräg zur Hauptrichtung der Periadriatischen Naht verlaufende Querstörungen treten in den Westkarawanken erst wieder im Bereich des Mittagkogels auf. Sie sind jedoch für den gesamten Verlauf der Karawanken bis Eisenkappel typisch (STEUDLE, 2000; POLINSKI, 1991). Eine eindeutige Einstufung der tektonischen Verhältnisse kann aufgrund der regionalen Tektonik, wie sie oben beschrieben wurde getroffen werden. Dextrale Seitenverschiebungen scheinen insbesondere für spätalpidische miozäne Bewegungen typisch zu sein (PLACER, 1999; SCHÖNBORN, 1999; RATSCHBACHER ET AL., 1991, 1989; POLINSKI 1991).