

Das Kopaonik-Gebirge in Südserbien -

Stratigraphie, Strukturen und Metamorphose

Daniel Egli
2008



Masterarbeit
Geologisch-Paläontologisches Institut
Universität Basel

Unter der Leitung von:
Prof. Dr. Stefan M. Schmid
Prof. Dr. Bernhard Fügenschuh

Inhaltsverzeichnis

	Danksagung	1
1.	Zusammenfassung	3
2.	Einleitung	5
	2.1 Geographische Übersicht	5
	2.2 Geologische Übersicht	7
	2.3 Bisherige Arbeiten	9
	2.4 Fragestellung und Methoden	10
	2.5 Verwendete Abkürzungen	10
	2.6 Verwendete Karten	11
3.	Kartierung	13
	3.1 Das Kartiergebiet	13
	3.1.1 <i>Lage und Situation</i>	13
	3.1.2 <i>Unterscheidung der kartierbaren Einheiten</i>	16
	3.2 Die kartierten Einheiten	17
	3.2.1 <i>Kopaonik-Intrusion</i>	17
	3.2.2 <i>Quarzphyllite</i>	19
	3.2.3 <i>Sandsteine ("Seiss"-Formation)</i>	20
	3.2.4 <i>Sandstein-Karbonat-Wechselagerungen ("Campiler"-Schichten)</i>	21
	3.2.5 <i>Plattformkarbonate</i>	23
	3.2.6 <i>Verkieselte Kalziturbidite der Kopaonik-Formation</i>	24
	3.2.7 <i>Mélange</i>	27
	3.2.8 <i>Oberkreide-Flysch ("Senon")</i>	28
	3.2.9 <i>Triadische Intrusionen ("Sepak")</i>	30
4.	Stratigraphie	33
	4.1 Stratigraphie des Drina-Ivanjica Elements	33
	4.2 Stratigraphische Profile Gradac und Studenica	35
	4.2.1 <i>Profil Gradac I</i>	35
	4.2.2 <i>Profil Gradac II</i>	38
	4.2.3 <i>Profil Studenica</i>	41
	4.3 Korrelation der Profile und Interpretation	51

5.	Strukturen und Deformationen	55
5.1	Strukturen	56
5.1.1	<i>Die D₁-Strukturen</i>	56
5.1.2	<i>Die D₂-Strukturen</i>	58
5.1.3	<i>Die D₃-Strukturen</i>	61
5.1.4	<i>Die D₄-Strukturen</i>	63
5.2	Chronologie der Deformationsphasen	64
5.3	Strukturelles Modell der Kopaonik-Ostflanke	68
5.4	Tektonische Interpretation	70
6.	Metamorphose	73
6.1	Regionalmetamorphose	73
6.2	Kontaktmetamorphose	75
6.2.1	<i>Kalksilikate</i>	75
6.2.2	<i>Karbonatfreie Gesteine</i>	78
7.	Diskussion und Interpretation	81
7.1	Stratigraphische Entwicklung des Arbeitsgebietes	81
7.2	Tektonische Entwicklung des Arbeitsgebietes	82
7.3	Einbettung in den regionalen geodynamischen Kontext	83
8.	Literaturverzeichnis	85
9.	Appendix	89
9.1	Liste der Aufschlüsse, Strukturdaten und Handstücke	90
9.2	Legende des Kartenblattes Novi Pazar	97

Beilagen: A. Geologische Karte 1:10'000

B. Geologisches Profil 1:10'000

C. Daten-CD mit pdf-Dateien von Masterarbeit, Karte und Profil

Danksagung

Professor Stefan Schmid hat dieses Projekt initiiert und mich während der gesamten Arbeit betreut und motiviert. Die gemeinsamen Feldbegehungen waren extrem lehrreich und kurzweilig, und ich konnte während der ganzen Zeit, in der diese Arbeit entstand, auf seine Unterstützung und seinen Rat zählen. Mein Mitbetreuer *Professor Bernhard Fügenschuh* hat mich mit gemeinsamen Feldbegehungen und spannenden Diskussionen vor allem in der Startphase dieser Arbeit in die richtige Richtung gelenkt. *PD Dr. Leander Franz* ist mir beim Betrachten der Dünnschliffe und als Ansprechperson zum Thema Petrologie und Metamorphose immer mit Rat und Tat zur Seite gestanden. Ohne ihn wäre das eine und andere Mineral unerkannt geblieben.

Professor Daniel Bernoulli konnte mir mit seinem geübten Auge und seiner Erfahrung in Sachen Stratigraphie einige Probleme erleichtern und *Professor Hans-Jürgen Gawlick* war mir mit seiner Kenntnis über die lokale Stratigraphie, seiner Erfahrung beim Analysieren der Stratigraphie und den Conodonten-Daten eine riesige Hilfe.

Willi Tschudin danke ich für die Dünnschliffe, die immer in kürzester Zeit gefertigt waren.

Senecio Schefer war während den zwei Jahren, in denen diese Arbeit entstand, in allen Lebenslagen für mich da. Als Arbeitskollege, Chauffeur, Autoverleih, Computersupport, Diskussions- und Streitpartner, Hilfe bei jeglichen Fragen und Problemen, Motivator und Freund.

Peđa und Zorica Đorđević waren während dem Aufenthalt in Serbien die besten Gastgeber, die man sich vorstellen kann, und liessen mich nach getaner Arbeit in Luxus schwelgen.

Zu guter letzt gehört ein riesiges Dankeschön *meiner ganzen Familie und Rahel Bucher*. Ihr wart mir immer eine grosse Unterstützung und musstet wohl einige Stress-bedingte Launen ertragen. *Meinen Eltern*, die mir dieses Studium ermöglichten, gebührt ein ganz besonderer Dank.

хвала лепо!!!



1. Zusammenfassung

An der Ostflanke des Kopaonik-Gebirges im südlichen Serbien, zwischen der Intrusion des Kopaonik-Granitoids und den West-Vardar-Ophiolithen, liegen die Gesteine, welche als Kopaonik-Metamorphics oder auch Central-Kopaonik-Series bezeichnet werden. Es handelt sich bei diesen Serien hauptsächlich um Sedimente, welche zwischen dem obersten Paläozoikum und dem unteren Jura abgelagert wurden, sowie um triadische Intrusiva. Die Stratigraphie des Gebietes konnte anhand von Vergleichsprofilen in angrenzenden Gebieten und der Literatur in eine Abfolge von paläozoischen bis jurassischen Sedimenten unterteilt werden, deren Analoge in den Ostalpen zu finden sind. Diese Abfolge beschreibt ein transgressives Milieu an einem passiven Kontinentalrand, von terrigenen Quarzphylliten und Sandsteinen an der Basis, über Flachwassersedimente, Plattformkarbonate, Abhang-Sedimente, bis hin zu pelagischen Kalken und letztlich Radiolariten. Diese Serie wurde nach deren Ablagerung polyphasig deformiert, sowie im Oligozän vom Pluton des Kopaonik intrudiert und dadurch kontaktmetamorph überprägt.

Strukturgeologische Analysen der im Gebiet vorhandenen Deformationen ergaben eine vierphasige Deformationsgeschichte. Diese begann mit einer ersten Phase im mittleren bis oberen Jura mit der NW-gerichteten Obduktion des West-Vardar-Ophiolith-Komplexes auf den passiven adriatischen Kontinentalrand (Schmid et al. 2008), welche vermutlich eine penetrative Schieferung parallel zur primären Foliation ausbildete und eine grünschiefer-fazielle Regionalmetamorphose bewirkt hat. Eine zweite Deformationsphase bildete eine enge bis isoklinale Faltung aus. Diese zweite Deformationsphase lässt sich nicht definitiv einem tektonischen Ereignis zuordnen. Aus anderen Gebieten der Dinariden kennt man jedoch Unterkreide-Metamorphose. Es ist möglich, dass die zweite Deformationsphase ein zu dieser Unterkreide-Tektonik analoges Ereignis darstellt. Durch eine dritte Deformationsphase, die während der Kollision der adriatischen mit der europäischen Platte stattgefunden hat, entstanden aufrechte, offene Chevron-typ Falten mit subvertikalen Faltenachsebenen. Die vierte Deformationsphase fand in einem extensiven Regime statt. In der Nähe der Intrusion bildeten sich Kollapsfalten mit subhorizontalen Faltenachsebenen aus, und in einiger Distanz zur Intrusion findet man Abschiebungen, welche sich wahrscheinlich während dem gleichen Ereignis ausgebildet haben. Diese Extension findet gleichzeitig mit der in der Region stark verbreiteten mio- bis pliozänen Beckenbildung sowie der Ausbildung des pannonischen Beckens statt.

Das Kopaonik-Gebirge im südlichen Serbien befindet sich westlich der Sava-Sutur. Diese verschweisste die adriatische Platte im Westen inklusive komplett ob- respektive subduzierte Ozeane (Meliata-Maliac-West-Vardar) mit dem serbo-mazedonischen Massiv (europäische Platte) im Osten, inklusive den darauf überschobenen Ost-Vardar.

2. Einleitung

2.1 Geographische Übersicht

Das Arbeitsgebiet liegt im Süden Serbiens, ungefähr 260 km südlich von Belgrad im Kopaonik-Gebirge (Abb. 2.1). Dieses befindet sich in den Dinariden, welche Teil des Alpen-Karpathen-Dinariden-Helleniden Gebirgsgürtels sind.

Das Kopaonik-Gebirge ist bezüglich der Ausdehnung das größte Gebirge Serbiens und erstreckt sich von der Region Kosovska Mitrovica im Süden bis zum Željnj-Massiv etwa 100 km weiter nördlich. Der höchste Bereich des Gebirges befindet sich in der so genannten Ravni Kopaonik (Kopaonik-Ebene), deren höchste Erhebung mit einer Höhe von 2017 m.ü.M. der Pančićev Vrh (Pančić-Gipfel) ist. Bei der Kopaonik-Ebene handelt es sich um eine Hochebene mit sanften Hügeln, welche von steilen Flanken begrenzt wird. In dieser Arbeit wird sich der Begriff Kopaonik auf diesen Bereich des Gebirges beziehen. Das Arbeitsgebiet liegt zum Teil in dieser Hochebene und zum Teil an deren Ostflanke und umfasst ungefähr 20 km². Zwei weitere Arbeitsgebiete befinden sich ungefähr 20 km westlich des Kopaonik bei den Ortschaften Gradac und Studenica (Abb. 2.1). In diesen Gebieten wurden 3 stratigraphische Profile aufgenommen, welche zum Verständnis der Stratigraphie in der Kopaonik-Region beitragen sollen.



Abb. 2.1
Geographische Lage der Arbeitsgebiete (rote Punkte).

Die südliche Begrenzung des Kartiergebiets (Abb. 2.2) geht vom Bela Reka-Tal im Südosten über Ledenice (Pt. 1870 m.ü.M.) weiter nach Westen bis zur Straße Kopaonik-Brzeće. Die östlich Begrenzung wird etwa von der Linie Gradište - Ravelj - Muncelo - Velika Šiljača gebildet und die nördliche und westliche Begrenzung reicht vom Velika Šiljača über den Oštri Krš und den Velika Gobelja in die Čurčička-Ebene (Čurčička ravan) und von dort nach

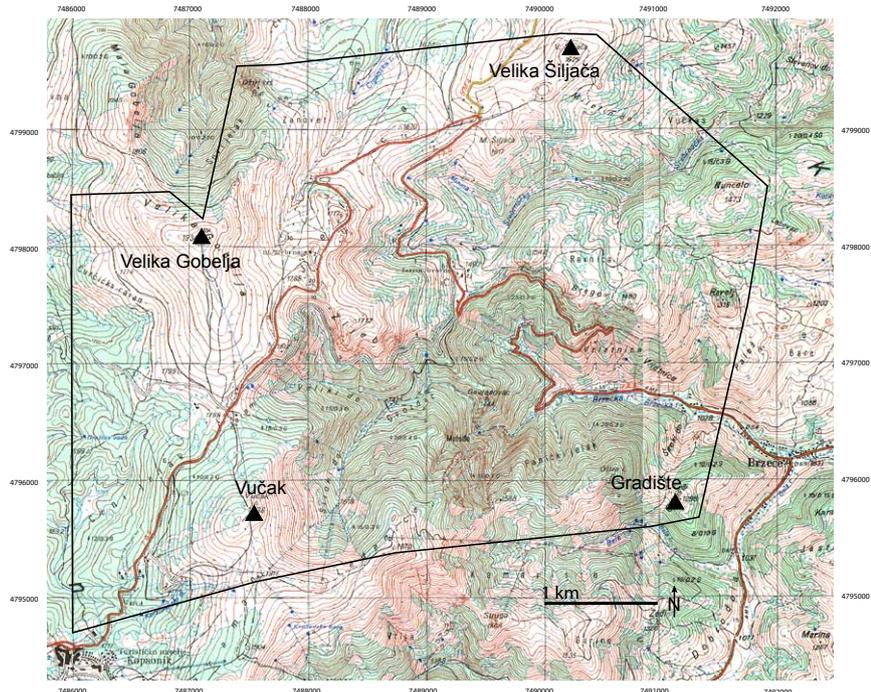


Abb. 2.2
Geographische Lage des Arbeitsgebietes und dessen Begrenzung.

Süden an die Straße Kopaonik-Brzeće. Der tiefste Punkt liegt am Ostrand des Gebiets, am Eingang zum Kopaonik-Nationalpark im Brzećka-Tal bei 1028 m.ü.M. und die höchsten Punkte sind der Velika Gobelja (1934 m.ü.M.) und der Vučak (1936 m.ü.M.) (Abb. 2.3). Der Kopaonik ist das ganze Jahr über ein beliebtes Urlaubsziel mit Wandermöglichkeiten im Sommer und Skibetrieb im Winter, weshalb das Gebiet über eine verhältnismäßig gute Infrastruktur betreffend Zugänglichkeit und Übernachtungs- und Einkaufsmöglichkeiten bietet.

Die Morphologie wird geprägt durch steile, bewaldete Bergflanken im Süden und Südosten des Gebiets und sanfte, meist mit Wiesen und Gebüsch bewachsene Hügel und Täler im Norden und Nordwesten. Nebst der Strasse Kopaonik-Brzeće, welche einen Großteil des Arbeitsgebietes gut zugänglich macht, hat es im ganzen Gebiet eine Menge Spazier- und Landwirtschaftswege. Zudem hat es Skipisten, die ebenfalls gut begehbar sind. Praktisch unzugänglich sind die mit dichtem Wald bewachsenen Steilhänge.

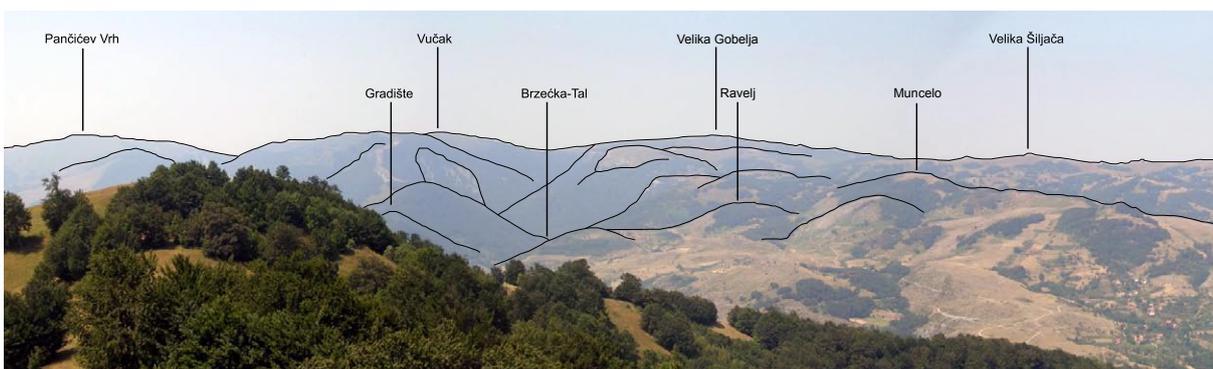


Abb. 2.3
Blick von Osten in das Arbeitsgebiet und die Kopaonik-Ebene. Standpunkt oberhalb Pešter.

2.2 Geologische Übersicht

Das Kopaonik-Massiv befindet sich in den internen Dinariden (z.B. Aubouin 1973) und ist Teil des Jadar-Kopaonik-„Thrust-Sheet“ (Schmid et al. 2008) (Abb. 2.4a). Diese ist die internste tektonische Einheit eines Systems von Decken, welche vom nördlichen passiven adriatischen Kontinentalrand stammen und nach der Obduktion im obersten Jura in der Kreide und vor allem im Tertiär nach SW

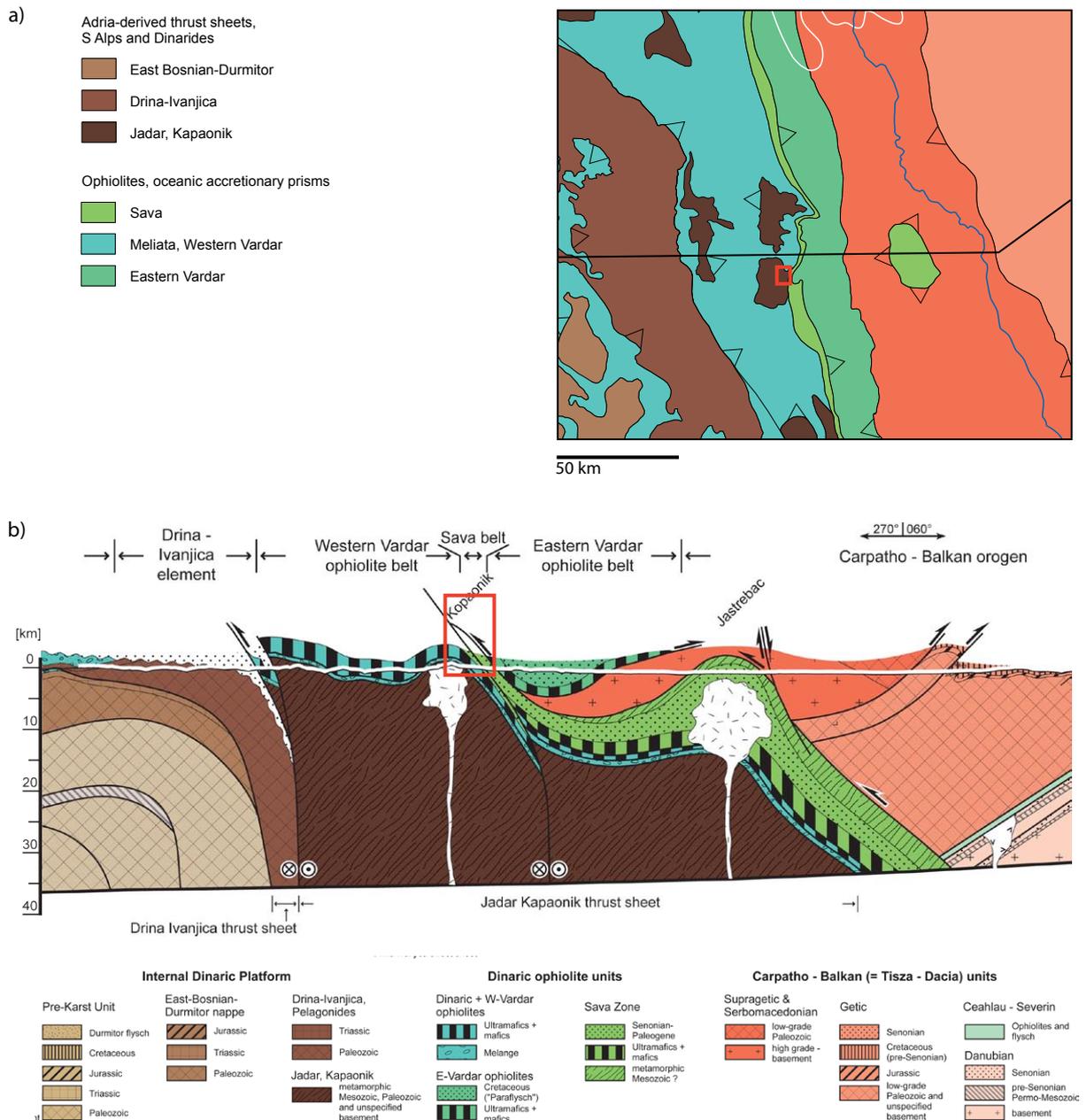


Abb. 2.4 Geologische Übersichtskarte und Profil der Region verändert nach Schmid et al. 2008. Das Arbeitsgebiet ist jeweils rot eingrahmt.

a) Ausschnitt aus "Major Tectonic Units Of The Alps, Carpathians And Dinarids" (Schmid et al. 2008) mit vereinfachter Legende.

b) Ausschnitt des "Profile Through The Dinarides And Carpatho-Balkan Chain" (Schmid et al. 2008). Die Breite des Profils entspricht der Länge der in Abb. 2.4a eingezeichneten Profilsur.

überschoben wurden. Die westliche Begrenzung des Jadar-Kopaonik-Thrust-Sheet (im folgenden als Kopaonik-Decke bezeichnet) bildet ein steiler Überschiebungskontakt auf das Drina-Ivanijca-Element, welches die nächst externere Decke dieses dinarischen Deckenstapels bildet. Dieser Kontakt wird von Dimitrijević (1997) als *Zvornik-Sutur* bezeichnet, die seiner Ansicht nach als ophiolithische Sutur das *Drina-Ivanijca-* vom *Jadar-Block-Terrane* trennt. Schmid et al. (2008) beschreiben die *Zvornik-“Sutur”* hingegen als Deckenkontakt, der sich erst nach der Obduktion ausgebildet hat; demzufolge waren das Drina-Ivanijca-Element und die Kopaonik-Decke davor keine von einem Ozean getrennten kontinentalen Terranes. Das Kopaonik-Fenster und der *Studenica-slice* (Dimitrijević 1997) sind zwei von mehreren Fenstern, welche die Gesteinsformationen der Kopaonik-Decke, welche unterhalb der obduzierten Ophiolithe liegen, aufschliessen. Die kontinentalen Serien der Jadar-Kopaonik-Decke sind ansonsten grösstenteils von den West-Vardar-Ophiolithen (z.B. Pamić et al. 1998) überlagert (Abbildung 2.4a). Beim Kopaonik-Fenster handelt es sich um eine Antiform, die sich nach der Obduktion ausgebildet hat (Grubić et al. 1995, Schmid et al. 2008; Abb. 2.4b).

Die östliche Grenze der kontinentalen Einheiten der Jadar-Kopaonik-Decke wird von diesem Obduktionskontakt gebildet (Abb. 2.4b), an welchem jurassische Teile des Neotethys-Ozeans, namentlich der Vardar-Ozean, nord-westwärts auf die adriatische Platte überschoben wurden. Ursache für diese Obduktion war eine intra-ozeanische Subduktion, bei welcher der triadische Teil der Neotethys (Meliata-Maliac-Vardar-Ozean) ostwärts unter die zukünftigen West-Vardar-Ophiolithe subduziert wurde (Karamata 2006). Diese obduzierten Ophiolith-Einheiten der Neotethys werden in dieser Region als West-Vardar-Ophiolithe bezeichnet (Schmid et al. 2008). Diese wurden ihrerseits an der, in der obersten Kreide aktiven, intra-ozeanischen Sava-Sutur (Pamić 2002) ostwärts unter das Serbomazedonische Massiv und die überlagernde Ost-Vardar-Ophiolith-Einheit (Sandulescu 1984) subduziert. In diesen Akkretionskeil unter der Sava-Sutur intrudierten im Oligozän die Granitoide des Kopaonik und des Željina (Karamata et al. 1992). Der Kontakt zur europäischen Platte wird durch oberkreide (Senon) Ablagerungen gebildet (Schmid et al. 2008).

Lithologisch bestehen die kontinentalen Serien der Jadar-Kopaonik-Decke grösstenteils aus metamorphen, paläozoischen und mesozoischen Sedimenten (Dimitrijević 1997), die in der Literatur meist als *Central Kopaonik Series* (Urošević et al. 1973) zusammengefasst werden. Die in Abbildung 2.4a als Kopaonik kartierten Bereiche beinhalten diese kontinentalen Sedimente sowie die oligozänen Intrusivgesteine (vgl. Kapitel 3). Die *Central Kopaonik Series* werden überlagert von den West-Vardar-Ophiolithen, die von der Unterplatte durch eine tektonische Mélange getrennt werden. Zusammen bilden *Central Kopaonik Series* und obduzierte West-Vardar-Ophiolithe eine zusammengesetzte Decke (“composite nappe”), die Jadar-Kopaonik Decke. Das Kartiergebiet befindet sich im Kopaonik-Fenster am Übergang von den *Central Kopaonik Series* in die West-Vardar-Ophiolithe.

2.3 Bisherige Arbeiten

Die Kopaonik-Region war bereits Gegenstand intensiver geologischer Arbeiten. Leider ist ein grosser Teil der Literatur in serbischer Sprache verfasst und schwer auffindbar, weshalb einige Autoren hier lediglich sekundär aus neuerer Literatur zitiert werden. Dieser Abschnitt soll eine Übersicht über eine Auswahl an bisherigen Arbeiten liefern.

Kossmatt (1924) befasste sich in seiner "Geologie der zentralen Balkanhalbinsel" als erster mit dem Begriff der *Vardar-Kopaonik-Zone*, die später von ihm wie auch den späteren Autoren als *Vardar-Zone* bezeichnet wurde. Diese erkennt er als "40-70 km breiter Streifen", der die kristalline Grundgebirgsmasse Westmazedoniens (Dinariden) von jener der Rhodopenregion (serbo-mazedonisches Massiv) trennt. Er beschreibt die *Kopaonik-Zone* als einen Teil der *Vardarzone*, welche gekennzeichnet ist durch "steilgestellte paläozoische Grauwacken und Marmore, durch eingeklemmte mesozoische Kalke und vor allem durch Durchbrüche von ophiolithischen Gesteinen" sowie einen oberkretazischen Flyschzug und Gosauschichten.

Gočanin (1933) beschrieb die später definierten *Central Kopaonik Series* als Sedimente des frühen Paläozoikums, *Wilson (1933)* und *Ćirić (1956)* datierten sie als spätes Paläozoikum. *Mićić (1972)* konnte schliesslich anhand von Conodonten Teilen der *Central Kopaonik Series* ein triadisches Alter zuordnen. *Dimitrijević (1997)* bezeichnet die metamorphen Gesteine der *Central Kopaonik Series* als "sehr spezifisch, spektakulär gefaltet, aber unzureichend untersucht".

Sudar (1986) konnte ebenfalls anhand von Conodonten in den kieseligen Kalken des Kopaonik Karn- und Nor-Alter nachweisen. Durch die duktile Deformation und die farbliche Veränderung der Conodonten während der Metamorphose (Color Alteration Index) geben *Sudar & Kovačs (2006)* eine dynamische Regionalmetamorphose der kieseligen Kalke von mindestens 400°C aber maximal 500°C an, als deren Ursache sie die jurassische Obduktion vermuten.

Dimitrijević (1995, 1997) unterteilte die *Vardarzone* aufgrund geologischer Unterschiede in drei Subzonen, die externe-, zentrale- und interne *Vardar-Subzone*. Er unterschied in der externen *Vardar-Subzone* weiter den *Srem-Block*, den *Jadar-Block* und den *Kopaonik-Block*. *Karamata (1995 & 2006)* unterteilt die *Vardarzone* ebenfalls in drei Elemente, seine Unterscheidung weicht jedoch von der von *Dimitrijević* ab. Er unterscheidet den *Vardar Zone Western Belt*, die *Kopaonik Block and Ridge Unit* und die *Main Vardar Zone*. Die Aufteilungen von *Dimitrijević* und *Karamata* unterscheiden sich insofern, als der *Vardar Zone Western Belt* und die *Kopaonik Block and Ridge Unit* von *Karamata* der externen *Vardar-Subzone* von *Dimitrijević* entsprechen, während *Karamatas Main Vardar Zone* die zentrale- und interne *Vardar-Subzone* von *Dimitrijević* beinhalten (*Sudar & Kovačs 2006*). Somit entsprechen sich die Grenzen des *Kopaonik-Block*, respektive der *Kopaonik Block and Ridge Unit* nicht. Beide Autoren sind sich jedoch einig, dass es sich um ein kontinentales Terrane handelt, welches sich in der oberen Trias vom *Drina-Ivanjica-Terrane* (*Karamata 2006*) gelöst hat und den eigentlichen Vardar-Ozean von einem neu entstandenen westlichen Ozeanischen Becken ("Dinaridische" Ophiolithzone im Sinne von *Karamata*) trennte. Dieses westliche Ozeanische Becken soll sich in der obersten Kreide wieder

geschlossen haben. Die Ultramafite, die die Region zu einem grossen Teil bedecken, stammen in ihrer Sicht von unterschiedlichen ozeanischen Becken. Die Hebung des Kopaonik-Blocks im Neogen soll dann das Kopaonik-Fenster gebildet und die paläozoischen bis obertriadischen Gesteine der *Central Kopaonik Series* freigelegt haben (Karamata 1995). *Schmid et al.* (2008) sehen den Kopaonik wie in Abschnitt 2.2 beschrieben als Teil der Kopaonik-Decke, die vom Drina-Ivanijca-Element nicht durch eine ozeanische Domäne getrennt war. Somit würden die West-Vardar-Ophiolithe westlich der Sava-Sutur, inklusive die dinaridischen Ophiolithe, von einem zusammenhängenden ozeanischen Becken stammen. *Schmid et. al* (2008) verwendeten die Bezeichnung Western Vardar Ophiolite Belt für diese obduzierten Ophiolithe.

2.4 Fragestellung und Methoden

Der heutige Übergang von den adriatischen kontinentalen Einheiten über die W-Vardar Ophiolith-Einheiten zu den kontinentalen Einheiten der europäischen Platte entstand während mehrerer tektonischer Ereignisse. Ziel dieser Arbeit war es, diese heute vorhandenen Strukturen zu charakterisieren und zu unterscheiden, um so Anzahl, Art und Chronologie der Deformationsereignisse zu bestimmen und sie in einen geodynamischen Zusammenhang zu stellen. Um den grossräumigen Faltenbau des Gebietes zu untersuchen war es nötig, dessen Stratigraphie zu verstehen. Deshalb musste in weniger deformierten Gebieten diese Stratigraphie untersucht und erfasst werden. Die zeitliche Einordnung der Kopaonik-Intrusion in die Deformationsgeschichte, den Effekt der Kontaktmetamorphose und den Zusammenhang von Deformation und Regionalmetamorphose zu verstehen waren weitere Ziele dieser Arbeit.

Um die oben genannten Fragen zu beantworten, wurden verschieden Methoden verwendet: Eine geologische Kartierung im Massstab 1:10'000, detaillierte strukturelle Analysen, die Aufnahme von stratigraphischen Profilen ausserhalb des Kartiergebiets sowie makro- und mikroskopische petrologische Untersuchungen im Feld und an Dünnschliffen.

2.5 Verwendete Abkürzungen

Mineralnamen

Act	Aktinolith
Amph	Amphibol
And	Andalusit
Ap	Apatit
Bt	Biotit
Cal	Kalzit
Chl	Chlorit
Dol	Dolomit
Di	Diopsid
Ep	Epidot
Grt	Granat
Hbl	Hornblende
Hgl	Hellglimmer
Kfs	Kalifeldpat
Pl	Plagioklas
Ti	Titanit
Tr	Tremolit

Strukturen

D _x	Deformationsphase x
FA	Faltenachse
AE	Faltenachsenebene
S _x	Schieferung de Phase x
L _s	Streckungslinear
a	Fallazimuth
w	Einfallswinkel

2.6 Verwendete Karten

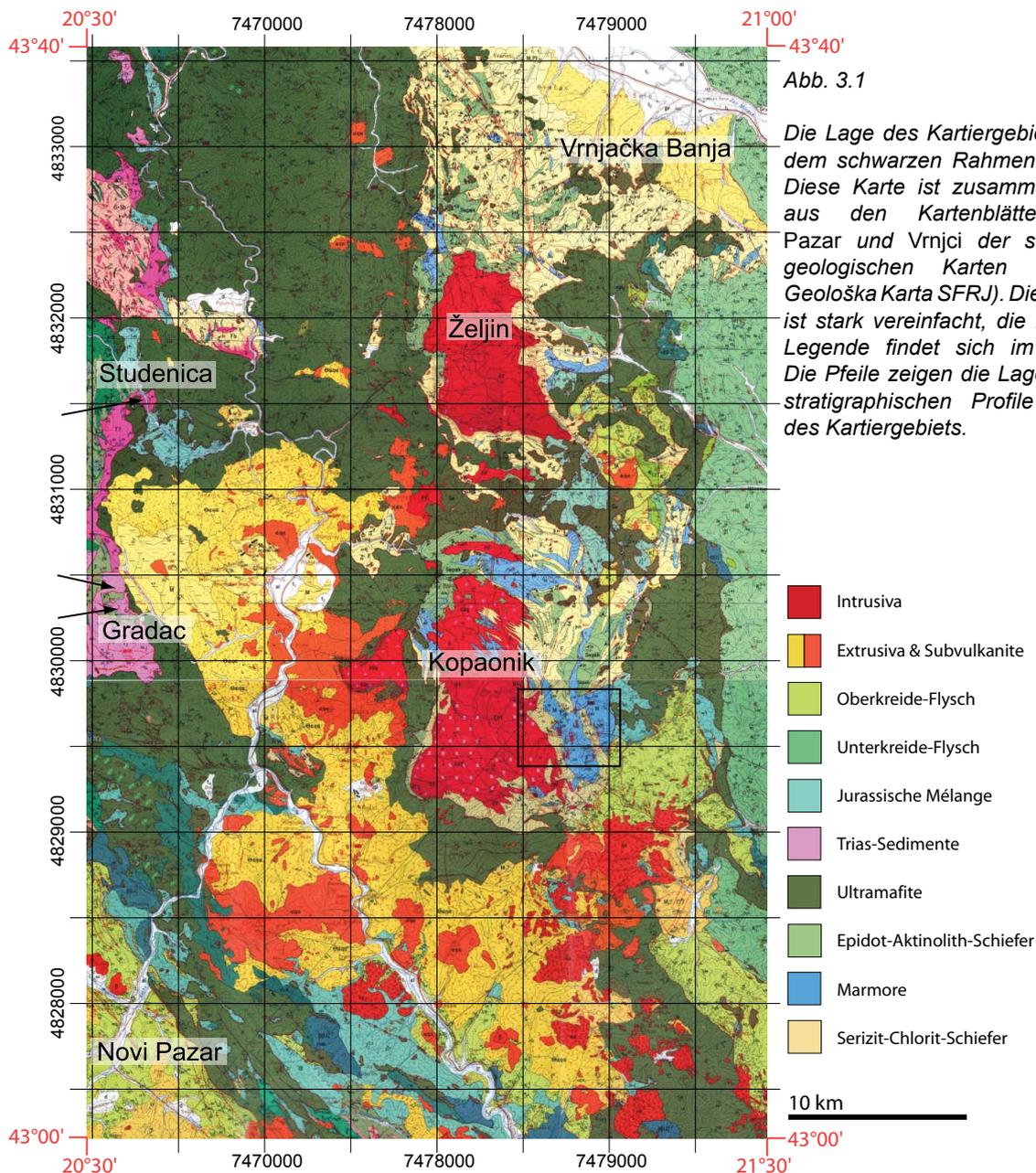
Als Grundlage für die Kartierung dienten die Kartenblätter 2226 und 2227 des serbischen topographischen Atlas mit Massstab 1:25'000. Diese wurden zur Kartierung auf den Massstab 1:10'000 vergrössert. Als Vergleich während der Feldarbeit dienten die Kartenblätter "Novi Pazar" und "Vrnjci" der serbischen geologischen Karten (Osnovna Geološka Karta SFRJ 1:100'000, Urošević et al. 1973 a & b, Abb. 3.1). Die Koordinaten beziehen sich, falls nicht anders vermerkt, auf das MGI Balkan 7 Koordinatensystem.

3. Kartierung

Das folgende Kapitel bildet einen Überblick über die verschiedenen Lithologien, welche im Arbeitsgebiet unterschieden und kartiert wurden. Es dient zum Verständnis der geologischen Karte, die im Rahmen dieser Arbeit erstellt wurde. Kartiert wurde im Massstab 1:10'000 auf der Grundlage einer vergrößerten topographischen Karte mit Massstab 1:25'000.

3.1 Das Kartiergebiet

3.1.1 Lage und Situation



Das Kartiergebiet befindet sich zwischen $43^{\circ}19'34.54''\text{N}$ und $43^{\circ}19'41.96''\text{N}$, sowie zwischen $20^{\circ}49'01.36''\text{E}$ und $20^{\circ}53'05.90''\text{E}$ und ist an der Ostflanke des Kopaonik-Gebirges gelegen (Abb. 3.1).

Der nördliche und westliche Bereich des Kartiergebietes ist geprägt durch Ebenen, welche grösstenteils mit Wiesen und Gebüsch bewachsen sind, während der Rest des Gebiets sich durch steile, meist stark bewaldete Flanken auszeichnet (Abb. 3.2). Dementsprechend ist das Gebiet über weite Strecken schlecht aufgeschlossen und zum Teil schwer zugänglich. Die Kartierung stützt sich somit hauptsächlich auf Felsrippen und Aufschlüsse entlang der Strassen und Wege. Für das Verständnis des Gebiets ist deshalb eine abgedeckte Karte nötig, die anhand der Interpretation der Kartierung und der strukturellen Erkenntnisse erstellt wurde (Abb. 3.3 und Beilage A).

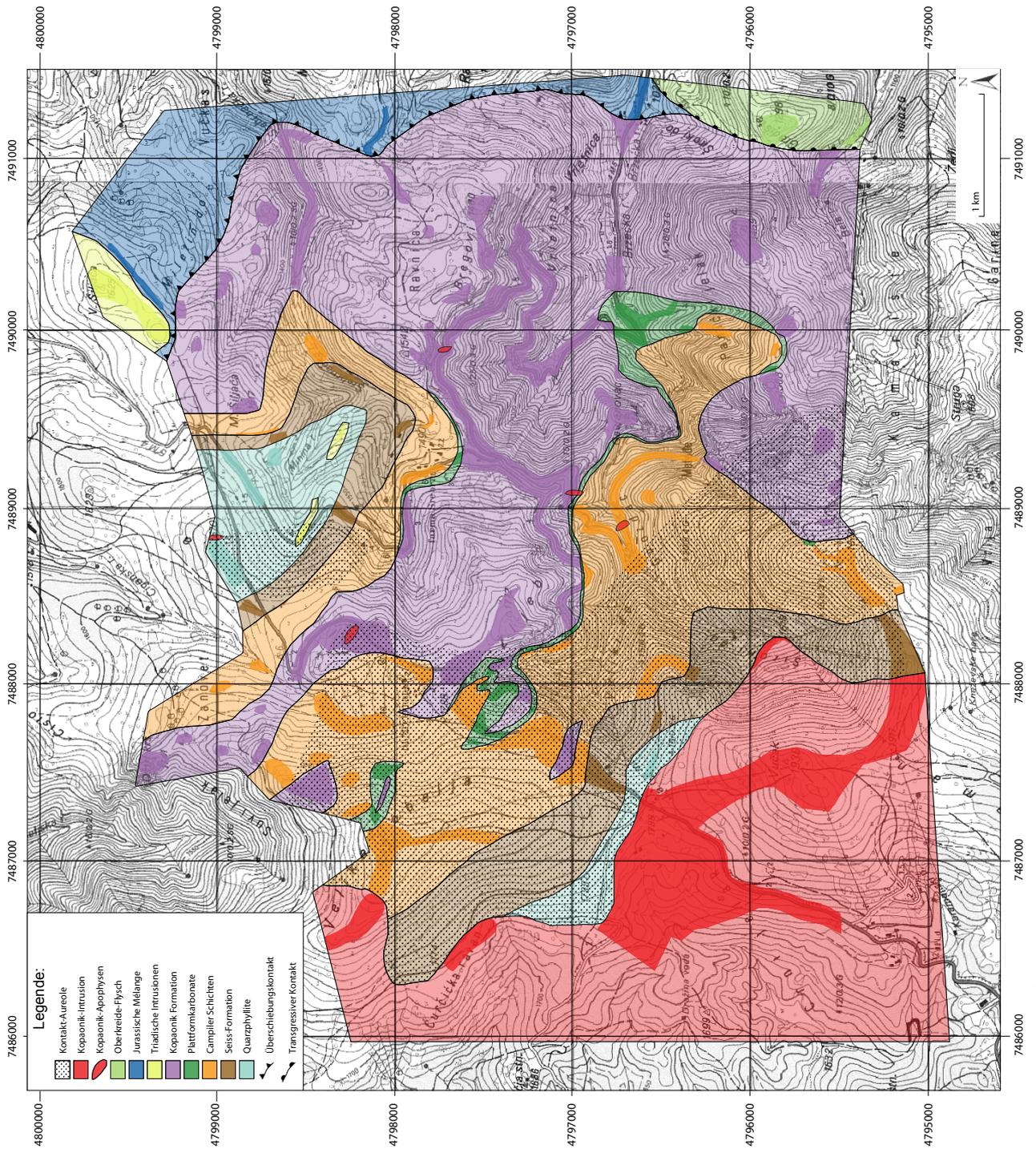


Abb. 3.2

Blick nach Westen in das Kartiergebiet. Typisch sind die steilen, bewaldeten Hänge und die Wiesen auf der Hochebene.

Abb. 3.3

Karte des Arbeitsgebiets nach eigener Kartierung. Die weniger transparenten Flächen bezeichnen die Lage der effektiv kartierten Gesteine, die transparenten zeigen die daraus interpretierte, abgedeckte Karte. Die Karte mit Massstab 1:10'000 befindet sich in den Beilagen als Beilage A. Erläuterungen im Text.



3.1.2 Unterscheidung der kartierbaren Einheiten

Ein grosser Teil des kartierten Gebiets wird von den Gesteinen der *Central Kopaonik Series* eingenommen (Osnovna Geološka Karta SFRJ, Blatt Vrnjci; Urošević et al. 1964). Ein Ziel dieser Kartierung ist die Unterscheidung der Lithologien, welche in den *Central Kopaonik Series* zusammengefasst sind. Dies ist notwendig für das Verständnis der Stratigraphie und der strukturellen Zusammenhänge des Arbeitsgebiets. Die *Central Kopaonik Series* lassen sich unterscheiden in Quarzphyllite des obersten Paläozoikums oder der untersten Trias, eine untertriadische Abfolge, äquivalent zur Werfen-Formation in den Südalpen (Gawlick, pers. comm.), massive schwarze und helle Karbonate, sowie eine Abfolge welche in dieser Arbeit als Kopaonik-Formation bezeichnet wird und aus einer Wechsellagerung von oft kieseligem Kalziturbiditen und Phylliten besteht.

Des weiteren kann man folgende kartierbare Einheiten unterscheiden: Die Granitoide der Kopaonik-Intrusion, welche die *Central Kopaonik Series* nach Westen begrenzen, eine tektonische Mélange am östlichen Rand der *Central Kopaonik Series* und einen Flysch, der auf die Kopaonik-Formation, die Mélange und die Ophiolith transgrediert (Abb. 3.4).

Die nördliche und südliche Begrenzung des Arbeitsgebiet ist durch die topographischen Gegebenheiten und die Aufgabestellung dieser Arbeit definiert. Die Gesteine der *Central Kopaonik Series* sind stark deformiert und in Abhängigkeit der Distanz zur Intrusion unterschiedlich stark kontaktmetamorph.

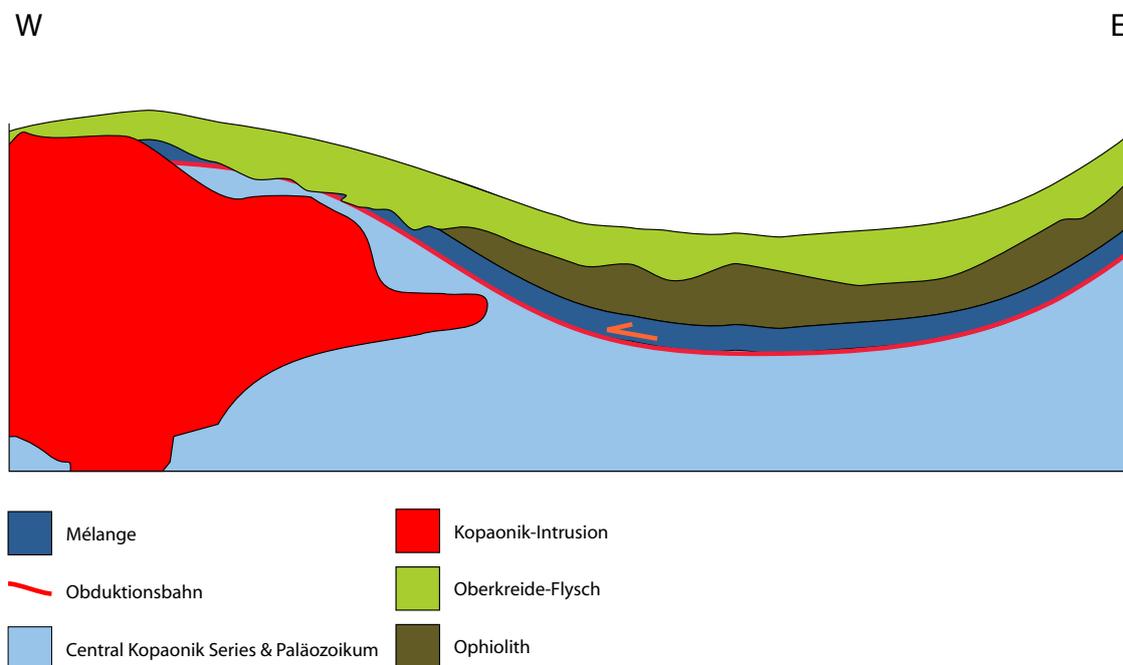


Abb. 3.4
Schematische Profilskizze durch die östliche Kopaonik-Region, unter Weglassung später Verfallungen. Die Abfolge der wichtigsten tektonischen Einheiten ist stark vereinfacht dargestellt. Die wichtigen Aspekte sind die Obduktion der West-Vardar-Ophiolite und die diskordante Transgression des Oberkreide-Flyschs. Die Breite des Profils beträgt mehrere Kilometer.

3.2 Die kartierten Einheiten

3.2.1 Kopaonik-Intrusion

Makro- und mesoskopische Gesteinsbeschreibung

Die Granitoide der Kopaonik-Intrusion nehmen den westlichen Bereich des kartierten Gebiets ein. Sie bilden typischerweise rundliche Felsen als Folge der Wollsack-Verwitterung und der Vergrusung. Grosse Bereiche der Granitoide werden von Wald und Wiese bedeckt, so dass man Aufschlüsse der Intrusiva bevorzugt an Strassenrändern und topographisch exponierten Stellen findet.

Es handelt sich um holokristalline, porphyrische Gesteine mit zum Teil idiomorph ausgebildeten Kristallen von Millimeter bis maximal mehreren Zentimetern Grösse. Die verschiedenen Kristalle

unterscheiden sich stark in den Korngrössen, ein Grossteil der Mineralien ist aber bereits im Handstück erkennbar (Abb. 3.6). Man erkennt rötliche, euhedrale Kalifeldspäte, welche nicht selten mehrere Zentimeter lang werden. Es treten auch weisse Plagioklase auf, die ebenfalls oft euhedral ausgebildet sind. Diese sind mit 1-2 mm jedoch wesentlich kleiner als die roten Feldspäte. Weiter erkennt man dunkelgrüne bis schwarze Amphibole mit Grössen im Millimeter-Bereich und Quarz. Das Gestein lässt sich anhand der vorhandenen Mineralphasen als Granodiorit klassifizieren.

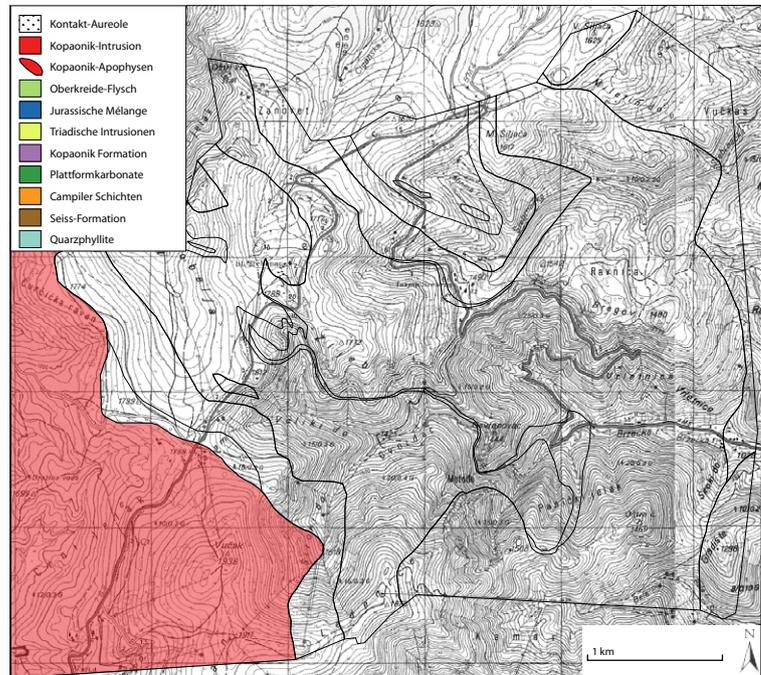


Abb. 3.5
Die Lage der Kopaonik-Intrusion. Alle anderen Lithologien sind durch ihre Grenzen dargestellt.



Abb. 3.6

Kopaonik-Granodiorit mit Quarz, Kalifeldspat, Plagioklasen und Hornblende. Münze: 2 cm.

Mikroskopische Gesteinsbeschreibung

Die Hauptgemengteile des Kopaonik-Granodiorits sind Orthoklas mit perthitischen Entmischungen, Plagioklas, grüne Hornblende und Quarz. Als Nebengemengteile findet man Titanit, Apatit, Zirkon, wenig Biotit als Einschlüsse in Plagioklas, stark korrodierte Pyroxene und Chlorit, welcher sich hydrothermal aus Hornblende gebildet hat (Abb. 3.7). Die Textur ist inequigranular porphyrisch.

Plagioklas macht den grössten Anteil des Gesteins aus. Die Körner sind Millimeter-gross und an- bis subhedral, als Einschlüsse oft auch euhedral. Die Plagioklase sind farblos, löschen bei gekreuzten Polarisatoren schief aus und haben niedrige Interferenzfarben erster Ordnung. Man erkennt deutliche polysynthetische Zwillingslamellen und oft auch eine Zonierung. Als Einschlüsse findet man sehr kleine Biotite.

Orthoklas bildet die grössten Kristalle in diesem Dünnschliff mit sub- bis euhedralen Körnern von mehreren Millimetern bis Zentimeter Grösse. Der Kalifeldspat ist farblos mit Interferenzfarben von grau erster Ordnung und einer niedrigen Licht- und Doppelbrechung. Man erkennt eine Spaltbarkeit und parallel dazu perthitische Entmischungen. Der Orthoklas hat viele Einschlüsse von Plagioklas und Quarz.

Hornblende ist das auffälligste Mineral im Dünnschliff, da es das einzige nicht farblose Mineral unter den Hauptbestandteilen ist. Die Korngrösse ist im Millimeter-Bereich und die Farbe ist immer grünlich mit deutlichem Pleochroismus von blass gelb bis hellgrün. Die meisten Hornblendens sind anhedral ausgebildet im Kontakt zu Kalifeldspat, Plagioklas, Pyroxen oder Quarz. Die Auslöschung steht in einem Winkel von ungefähr 15° zur gut ausgebildeten Spaltbarkeit. Die Hornblendens sind zum Teil hydrothermal in Chlorit umgewandelt und haben häufig Plagioklas-Einschlüsse.

Quarz kommt als maximal Millimeter-grosse, anhedrale Körner vor allem intergranular vor.

Klinopyroxen, Titanit, Apatit, Zirkon, Biotit, Epidot, Chlorit, stark korrodierter Pyroxen und Magnetit treten akzessorisch auf.

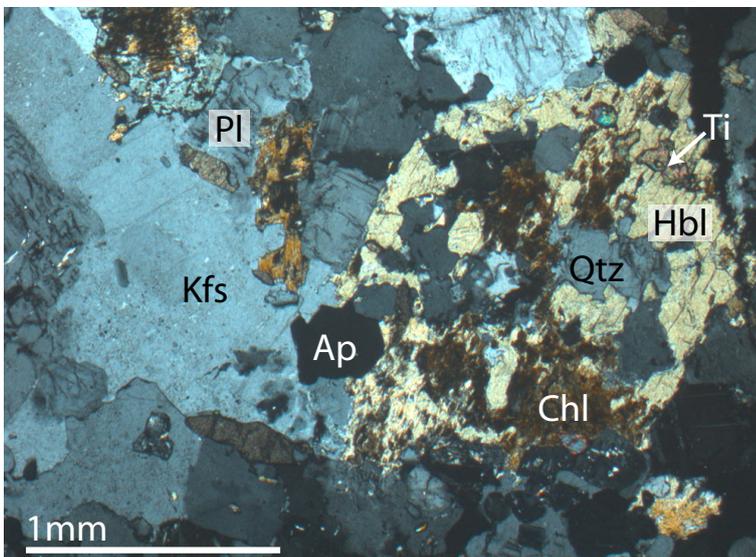


Abb. 3.7

Dünnschliffbild des Kopaonik-Granodiorits. Man erkennt die Hauptbestandteile Kalifeldspat, Plagioklas und Hornblende, sowie einige Akzessorien. Die Hornblende ist zum Teil hydrothermal zu Chlorit umgewandelt. Aufnahme mit gekreuzten Polarisatoren.

3.2.2 Quarzphyllite

Makro- und mesoskopische Gesteinsbeschreibung

Die Quarzphyllite sind nur vereinzelt am Strassenrand und in der Wiese aufgeschlossen.

Es handelt sich bei den Quarzphylliten um fein gebankte, karbonatfreie Gesteine. Sie verwittern grau bis rötlich, während sie im frischen Bruch grau bis grünlich sind. Sie sind im Millimeter-Bereich foliiert und haben eine ausgeprägte Schieferung parallel zur Bankung (Abb. 3.9). Grünliche Phyllitlagen wechsellagern mit feinen Quarzschichten, welche teilweise boudiniert sind. Die Korngrösse ist sehr klein, es sind keine Komponenten mit der Lupe erkennbar. Auf den Schichtflächen sind ein ein Glimmerglanz und meistens eine feine Krenulation sichtbar. Die Schichtung wird von feinen Quarzadern durchschlagen.

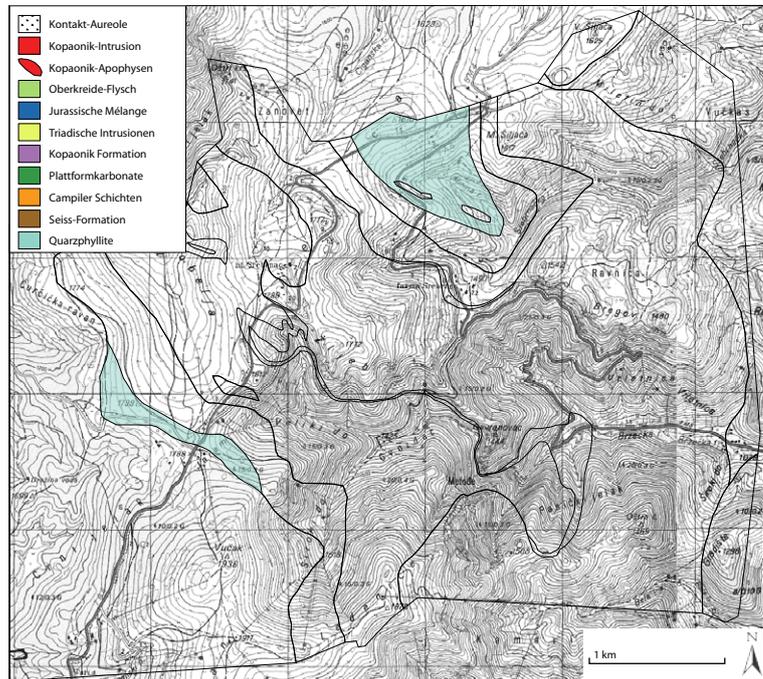


Abb. 3.8 Die Lage der Quarzphyllite. Alle anderen Lithologien sind durch ihre Grenzen dargestellt.



Abb. 3.9 Stark geschieferter Quarzphyllit. Hammer: 50 cm.

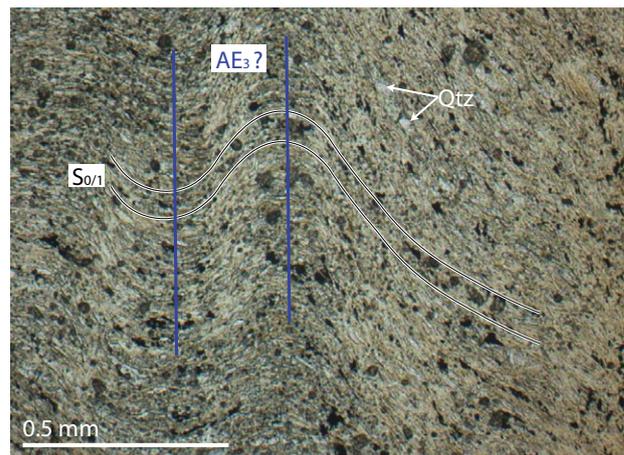


Abb. 3.10 Dünnschliffbild der Quarzphyllite. Das Gestein ist sehr feinkörnig und besteht zum grössten Teil aus Quarz und Phyllosilikaten. Die Phyllosilikate bilden eine starke Schieferung aus, welche wahrscheinlich durch D_3 verfaltet wurde. Aufnahme mit gekreuzten Polarisatoren.

Mikroskopische Gesteinsbeschreibung

Im Dünnschliff erkennt man hauptsächlich Quarz und Phyllosilikate. Das Gestein ist holokristallin und sehr feinkörnig. Die durchschnittliche Korngrösse ist etwa 0.2 mm und ist nur in den feinen Quarzadern bis ungefähr 1 mm gross. Die Phyllosilikate sind eingeregelt bilden eine schöne Foliation aus, welche wiederum verfaltet wurde (Abb. 3.10).

3.2.3 Sandsteine ("Seiss"-Formation)

Makro- und mesoskopische Gesteinsbeschreibung

Die Metasandsteine des Kopaonik sind nur an wenigen Stellen aufgeschlossen, man findet sie vor allem an den Wegrändern in der Nähe der Intrusion. Sie bilden keine Felsrippen aus, sondern sind im Normalfall von Wiese bewachsen.

Es handelt es sich dabei um karbonatfreie, massive Gesteine, welche zum grössten Teil aus Quarzsand bestehen (Abb. 3.12). In der Anwitterung sind sie oft braun bis rötlich, während sie im frischen Bruch dunkelbraun bis schwarz sind. Die Korngrösse ist im Millimeter-Bereich, es sind aber mit der Lupe und manchmal auch von blossem Auge eine Körnung und eine dünnbankige Schichtung, sowie eine Schieferung parallel dazu sichtbar. Die Sandsteine sind in unmittelbarer Nähe zur Intrusion stark kontaktmetamorph überprägt.

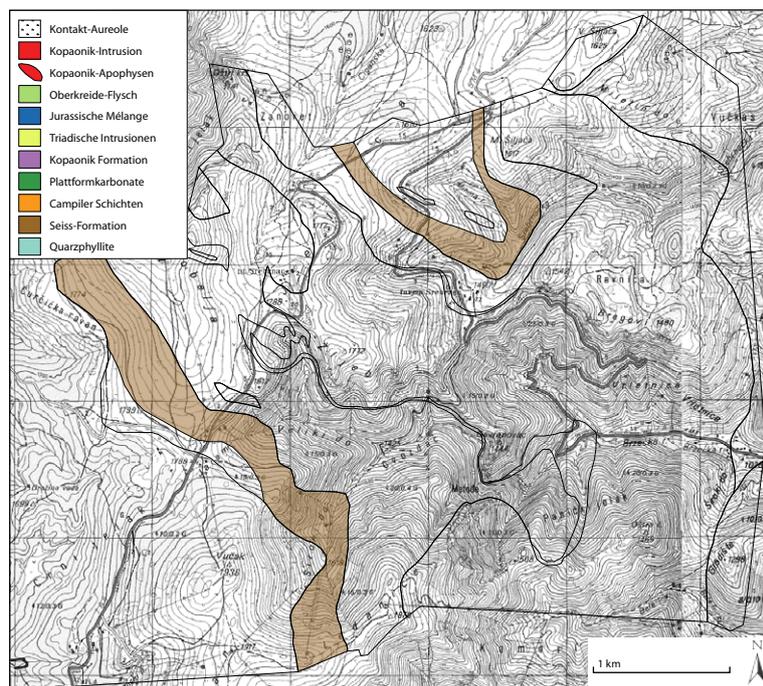


Abb. 3.11
Die Lage der Seiss-Formation. Alle anderen Lithologien sind durch ihre Grenzen dargestellt.



Abb. 3.12

Quarzsandstein der Seiss-Formation in der Nähe der Intrusion. Münze: 2 cm.

Mikroskopische Gesteinsbeschreibung

Das Gestein besteht hauptsächlich aus Quarz und kleinen Biotit-Nadeln, wobei Quarz klar den Hauptbestandteil ausmacht. Die Biotite sind eingeregelt und bilden eine Foliation aus. Man findet im Bereich der Kontaktmetamorphose vereinzelt Hellglimmer, Granate und braune Amphibole (Abb. 3.13; vgl. Kapitel 6). Die Korngrösse der Quarze und die Länge der Glimmerminerale beträgt zwischen 0.05 mm und 0.5 mm. Die Granate und die Amphibole sind im allgemeinen zwischen 0.1 mm und 1 mm gross.

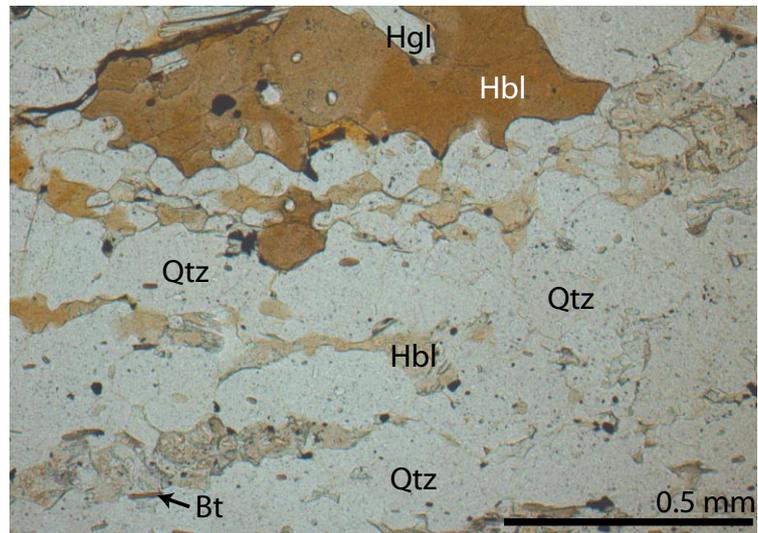


Abb. 3.13

Dünnschliffbild eines kontaktmetamorphen Seiss-Sandsteines. Nebst Quarz findet man grosse Hornblenden, Biotit und Hellglimmer.

3.2.4 Sandstein-Karbonat-Wechsellagerungen (“Campiler”-Schichten)

Makro- und mesoskopische Gesteinsbeschreibung

Bei den Gesteinen der Campiler-Schichten handelt es sich um gut gebankte Sedimente (Abb. 3.15). Sie führen, im Gegensatz zu den darunter liegenden Sandsteinen, auch Karbonatlagen. Es besteht eine Wechsellagerung von karbonatfreien Lagen, meist sandig oder tonig, mit karbonatführenden Lagen. Diese können reine Kalkbänke sein, es kann sich aber auch um kalkig gebundene Sandbänke und Mergellagen handeln. Bei zunehmender Kontaktmetamorphose treten vermehrt kalkfreie Lagen auf.

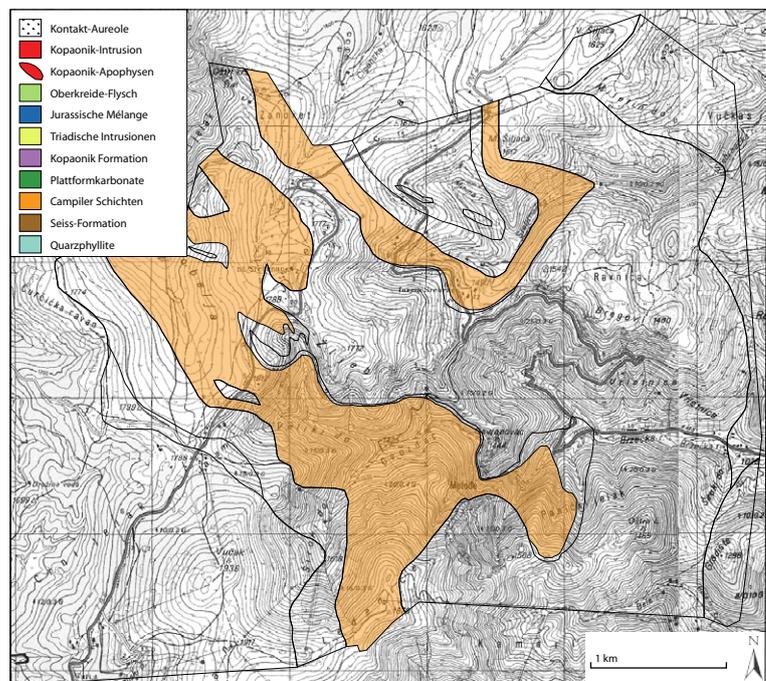


Abb. 3.14

Die Lage der Campiler-Schichten. Alle anderen Lithologien sind durch ihre Grenzen dargestellt.

Sowohl die Mächtigkeiten der einzelnen Lagen wie auch der



Abb. 3.15
Campiler-Schichten mit Zentimeter-
mächtiger Bankung. Hammer: 50 cm.

Karbonatanteil variieren stark. Die Bankung reicht vom Millimeter- bis zum Zentimeter-Bereich und der Karbonatanteil reicht von nahezu karbonatfrei bis durchgehend Karbonat führend. In der Verwitterung, und auch im frischen Bruch, sind die Gesteine grau bis braun. Von Auge und mit der Lupe sind meist sandige Komponenten erkennbar.

Da sich die meisten Aufschlüsse der Sandstein-Karbonat-Wechselagerungen in der Nähe der Intrusion befinden, sind die Gesteine oft stark kontaktmetamorph überprägt und zum Teil zu Hornfels und Kalksilikaten umgewandelt (vgl. Kapitel 6).

Mikroskopische Gesteinsbeschreibung

Die Hauptgemengteile sind Quarz und Karbonat, der jeweilige Anteil variiert jedoch stark. Durch die stoffliche Bänderung ergeben sich sowohl karbonatfreie, als auch karbonatisch gebundene, sandige Bereiche. Als Nebengemengteile findet man eingeregelte Biotite, wie auch viel Diopsid, der sich in Lagen anreichert (vgl. Kapitel 6). Das Gestein ist feinkörnig, mit Korngrößen im Bereich zwischen 0.05 mm und 0.5 mm. Es finden sich einzelne grobkörnigere Lagen mit Quarzkörnern bis 1 mm.

Man erkennt sowohl eine sedimentäre Schichtung, wie auch eine Foliation, die durch gelängte Quarzkristalle sowie eingeregelte und dynamisch gesprossene Biotit-Nadeln zustande kommt.

3.2.5 Plattformkarbonate (mittlere Trias)

Makro- und mesoskopische Gesteinsbeschreibung

Reine Kalzit- und Dolomit-Marmore machen nur einen geringen Teil des Kartiergebiets aus. Bei den dunklen Marmoren handelt es sich meist um reine Kalzitmarmore, während die helleren einen beträchtliche Dolomitanteil beinhalten können.

Sie erreichen eine maximale Mächtigkeit von mehreren 10er Meter, sind oft aber nur als dünnes Band vorhanden und können auch ganz fehlen. Sie trennen die Campiler-Schichten von der Kopaonik-Formation. Dies ist, falls die Plattformkarbonate vorhanden sind, sehr hilfreich, da sonst die Campiler-Schichten von der Kopaonik-Formation nur schwer unterscheidbar sind.

Die Plattformkarbonate sind massiv und nur selten von Quarzit-Adern durchzogen. Es ist im Normalfall keine Schichtung erkennbar (Abb. 3.17). Es treten sowohl schwarze, wie auch sehr helle Kalke auf. Der Grad der Marmorisierung ist in einiger Entfernung zur Intrusion sehr gering und nimmt zu, je näher man der Kontaktaureole kommt. In unmittelbarer Nähe zur Intrusion können die einzelnen Kalzitkristalle Durchmesser von mehreren Millimetern haben.

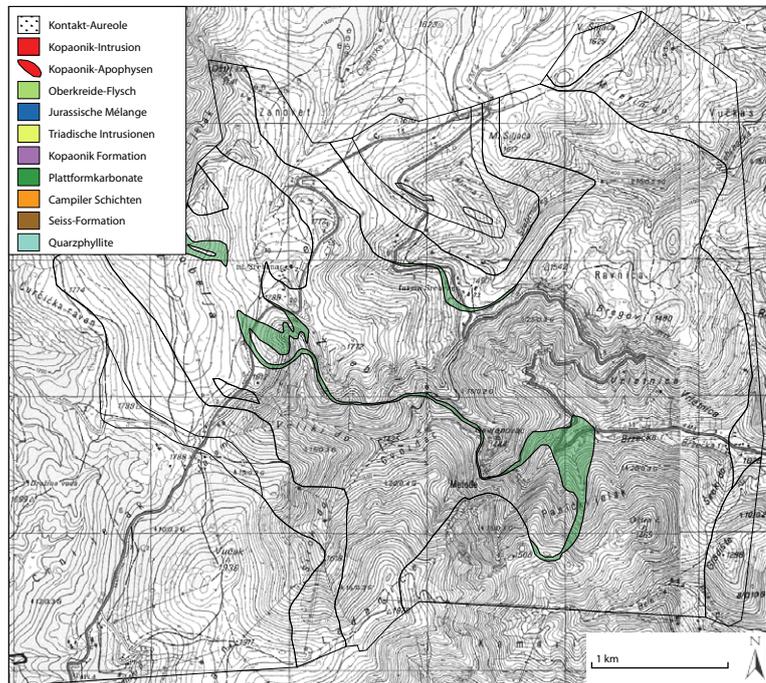


Abb. 3.16
Die Lage der Plattformkarbonate. Alle anderen Lithologien sind durch ihre Grenzen dargestellt.



Abb. 3.17
Plattformkarbonate vom Typ Gutenstein mit typisch dunkler Farbe und weissem Kalzit in späten Klüften. Hammer: 50 cm

3.2.6 Verkieselte Kalziturbidite der Kopaonik-Formation (Ladin bis unterster Jura?)

Makro- und mesoskopische Gesteinsbeschreibung

Die Kopaonik-Formation nimmt den grössten Teil des Kartiergebiets ein und ist auch optisch die dominante Einheit des Gebiets. Sie bildet oft Felsrippen aus und ist somit die am besten aufgeschlossene Lithologie.

Die Gesteine der Kopaonik-Formation sind von denen der Campiler-Schichten nur schwer unterscheidbar. Es sind ebenfalls gut gebankte, kalkige Sedimente mit quarzhaltigen und mergeligen Zwischenlagen. Die Mächtigkeiten der einzelnen Lagen bewegen sich im Millimeter- bis Dezimeter-Bereich. Es treten auch reine Marmorlagen auf, die Mächtigkeiten bis in den Dezimeter-Bereich erreichen können. Im Aufschluss sind die Gesteine grau bis braun, wobei bei höherem Mergelanteil braun klar dominiert (Abb. 3.19). Die Mergellagen können ganz fehlen; in diesem Fall sind die Gesteine Kalke, die von reinen Kieselschnüren und -knollen durchzogen sind (Abb. 3.20).

In der Nähe der Intrusion sind die Gesteine zu massiven Skarnen mit Kalksilkatfels und Hornfels umgewandelt, während in grösserer Distanz zur Kontaktmetamorphose die Mergellagen nur lose gebunden sind und stark verwittern (Abb. 3.19). Die kontaktmetamorphe Kopaonik-

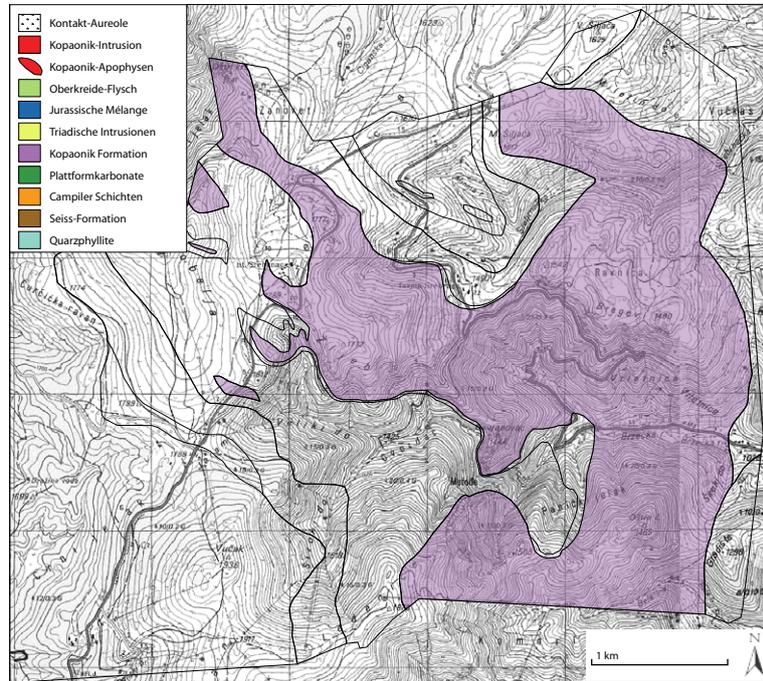


Abb. 3.18
Die Lage der Kopaonik-Formation. Alle anderen Lithologien sind durch ihre Grenzen dargestellt.



Abb. 3.19
Typisches Erscheinungsbild der Kopaonik-Formation an der Strasse Brzeće-Kopaonik. Kalkbänke mit Dezimeter-Mächtigkeit wechsellagern mit stark verwitternden Mergellagen. Hammer: 50 cm.

Formation ist ebenfalls gut gebankt und zeigt eine Wechsellagerung von Kalksilikat, reinen Tremolitlagen, Quarzlagen, karbonatischen Bereichen, sowie im Feld nicht klassifizierbaren roten und dunkelbraunen bis schwarzen Lagen (Abb. 3.21).

Der Karbonatanteil und die Mächtigkeiten der Kalkbänke sind im Vergleich zu den Gesteinen der Campiler-Schichten meist grösser. Dies ist leider nicht als generelles Unterscheidungsmerkmal anwendbar. Der wesentliche Unterschied zwischen der Kopaonik-Formation und der Campiler-Schichten ist, dass es sich bei den Karbonatlagen der Kopaonik-Formation um Kalziturbidite und bei den Campiler-Schichten um flachmarine Sedimente handelt (vgl. Kapitel 4). Dieses Unterscheidungsmerkmal ist im Feld aber nicht immer anwendbar.



Abb. 3.20
Massive Gesteine der Kopaonik-Formation mit Kieselschnüren, aber ohne Mergellagen. Hammerkopf: 10 cm.



Abb. 3.21
In unmittelbarer Nähe zur Intrusion sind die Gesteine der Kopaonik-Formation durch Kontaktmetamorphose zu Kalksilikat umgewandelt worden. Münze: 2 cm.

Mikroskopische Gesteinsbeschreibung

Schwach metamorph: Die Gesteine der Kopaonik-Formation bestehen grösstenteils aus Kalzit und Quarz (Abb. 3.22). Es wechsellagern Bereiche, in welchen Kalzit dominiert, mit solchen, die von Quarz dominiert sind. Die daraus resultierende Bankung hat sehr unterschiedliche Mächtigkeiten von Millimeter- bis Zentimeter-Bereich. Die Korngrösse beträgt im Fall von Quarz ungefähr zwischen 0.05 mm und 0.2 mm. Die Kalzit-Kristalle sind in der Regel grösser und erreichen in Kalzitadern Korngrössen bis mehrere Millimeter. Man findet im Dünnschliff viel Biotit, der bevorzugt als Biotit-reiche Lagen innerhalb der Foliation auftritt. Man findet Biotit aber auch mit extrem kleiner Korngrösse als isolierte, unregelmässige Nadeln innerhalb der Kalzit-Quarz-Lagen. Als Akzessorien treten Turmalin, Chlorit und Albit auf. Die Minerale sind parallel zur primären Foliation geplättet und bilden dadurch eine zweite Foliation aus.

Kontaktmetamorph: In unmittelbarer Nähe zur Intrusion ist das Gestein zu Kalksilikatfels alteriert (Abb. 3.23, vgl. Kapitel 6). Man erkennt eine ausgeprägte Foliation und stoffliche Bänderung. Ein Grossteil des Gesteins besteht aus Quarz, dessen Korngrösse stark variiert und im Bereich zwischen 0.01 mm und >mm liegt. Man findet eine typische Kalksilikat-Vergesellschaftung mit viel Diopsid, Klinopyroxen, Tremolit, grün-brauner Hornblende und Granat. Biotit ist in Lagen angereichert vorhanden und es findet sich auch Klinozoisit. Die Karbonate sind nur noch als sehr kleiner Bestandteil vorhanden, da sie grösstenteils hydrothermal in Reaktion mit Quarz zu Kalksilikaten umgewandelt wurden (vgl. Kapitel 6). Titanit kommt akzessorisch vor.

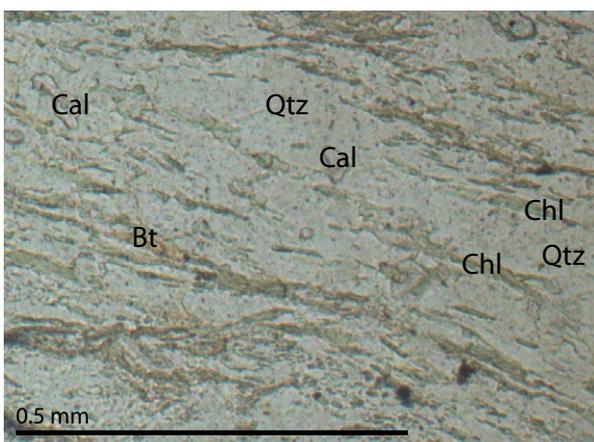


Abb. 3.22
Dünnschliffbild der Kopaonik-Formation in einiger Entfernung zur Intrusion. Das Bild zeigt einen Quarz-dominierten Bereich mit etwas Kalzit sowie Chlorit und Biotit.

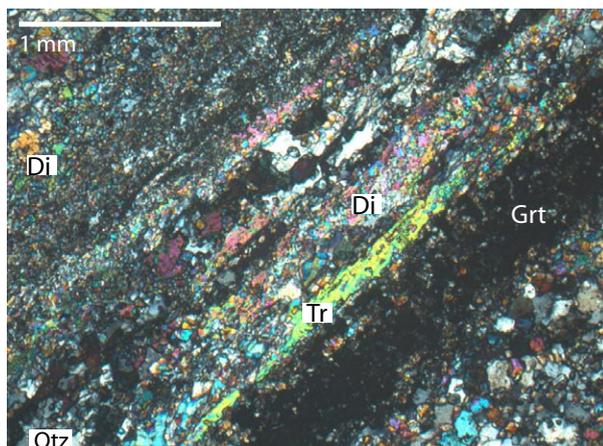


Abb. 3.23
Dünnschliffbild der kontaktmetamorphen Kopaonik-Formation. Das Gestein ist sehr Diopsid- und Tremolit-reich mit etwas Quarz und Granat. Aufnahme mit gekreuzten Polarisatoren.

3.2.7 Mélange

Makro- und mesoskopische Gesteinsbeschreibung

Die Mélange ist nur im östlichen Teil des Kartiergebiets aufgeschlossen und trennt die darüber liegenden Ultramafite der West-Vardar Ophiolit-Einheit von den Sedimenten der *Central Kopaonik Series* (Abb. 3.25).

Die Mélange ist eine chaotische Mischung aus diversen Lithologien, welche während der Obduktion der West-Vardar-Ophiolite auf den passiven adriatischen Kontinentalrand entstanden ist (Schmid et. al, 2008). Die Matrix, sofern vorhanden, ist ein fein laminiertes, zum Teil kalkführendes Gestein mit starker Schieferung im Millimeter-Bereich. In der Matrix schwimmen richtungslos Komponenten unterschiedlichster Grösse im Millimeter- bis 10er Meter-Bereich. Die Hauptbestandteile sind Quarz, Karbonat und Mergel, die bei der Obduktion von der Unterplatte akretiert wurden. Man findet aber auch ultramafische Komponenten der Ophiolithe der Oberplatte sowie mafische Intrusiva. Die ganze Mélange erscheint oft als ein rötlich-brauner Haufen Schutt mit zum Teil ausgebildeter Schieferung.

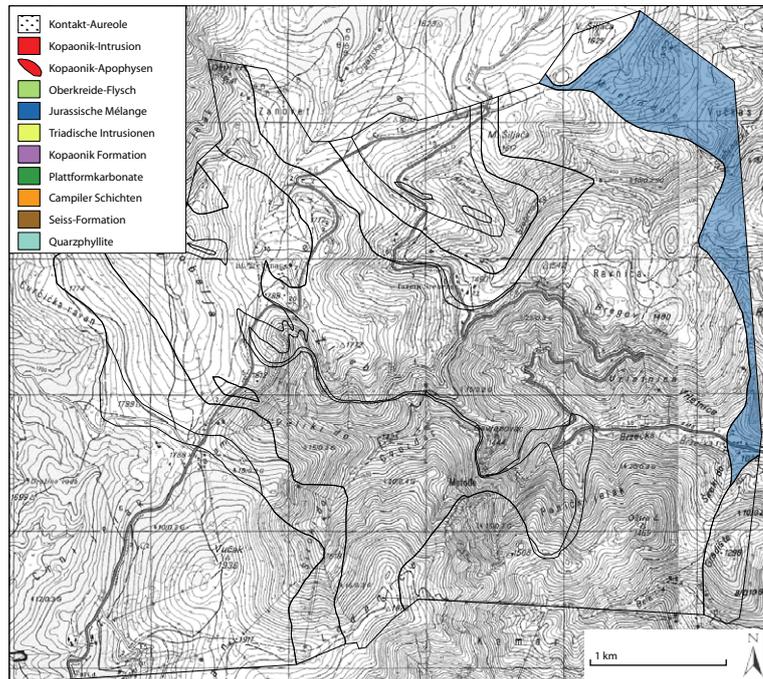


Abb. 3.24
Die Lage der Mélange. Alle anderen Lithologien sind durch ihre Grenzen dargestellt.



Abb. 3.25
Tektonische Mélange westlich von Brzeće. Hammer: 50 cm

Mikroskopische Gesteinsbeschreibung

Im Dünnschliff der Matrix der Mélange findet man als Hauptbestandteil mikrogranularen Quarz der etwa 70% des Gesteins ausmacht. Die restlichen 30% werden hauptsächlich von Ophiolithschutt und Kalzit eingenommen. Dieser hat Korngrößen von 0.1-1 mm und kommt in Kalzitadern und auch als isolierte Aggregate vor. Weiter sind die von Quarz dominierten Bereiche übersät mit feinsten, ungerichteten Hellglimmer-Nadeln <0.01 mm.

3.2.8 Oberkreide-Flysch (“Senon”)

Makro- und mesoskopische Gesteinsbeschreibung

Der Oberkreide-Flysch ist nur am südwestlichsten Bereich des Kartiergebietes vorhanden. Er liegt transgressiv auf der Mélange und der Kopaonik Formation.

Im eigentlichen Kartiergebiet sind nur sehr wenige Aufschlüsse dieses Gesteins vorhanden; deshalb bezieht sich diese Beschreibung auch auf Aufschlüsse östlich des Kartiergebietes.

Die Gesteine des Oberkreide-Flyschs bilden eine Formation, welche sich in mehrere Untereinheiten unterteilen lässt. An der Basis, welche transgressiv auf der Ophiolith-Einheit, der Mélange und den Einheiten der *Central Kopaonik Series* liegt, findet man eine Brekzie. Diese Brekzie ist karbonatisch gebunden und enthält als Komponenten Ophiolit-Detritus, pelagische rote Kalke, Kalkmarmore, Sandsteine,

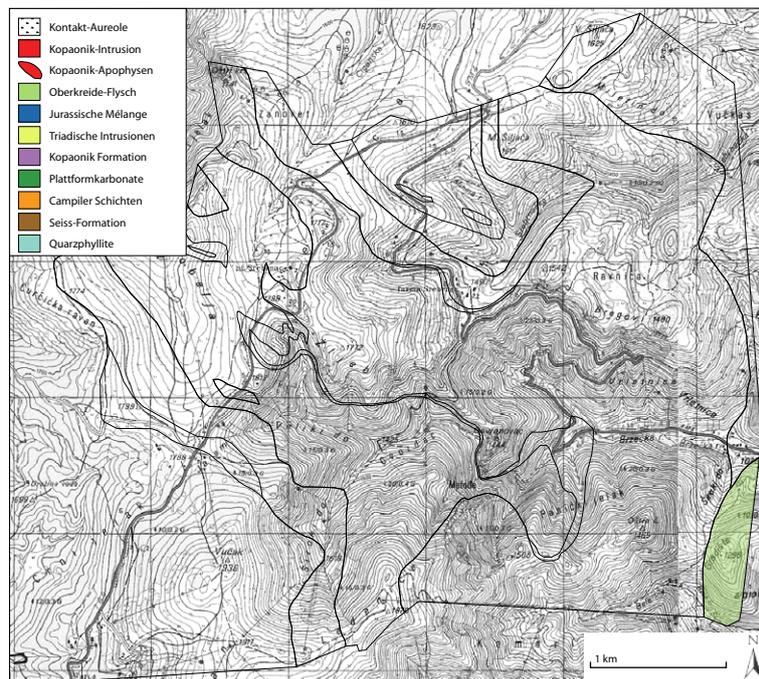


Abb. 3.26 Die Lage des Oberkreide-Flysches. Alle anderen Lithologien sind durch ihre Grenzen dargestellt.

Abb. 3.27

Brekzie an der Basis des Senons. Das Gestein enthält Ophiolit-Detritus sowie unterschiedliche Komponenten der Trias-Stratigraphie der Central Kopaonik Series. Münze: 2 cm.



Quarzite, sparitischen Kalk und viel biogenen Detritus (Abb. 3.27). Anhand der Komponenten und der Tatsache, dass die Brekzie direkt auf die oben genannten Einheiten transgrediert, kann man sagen, dass während der Sedimentation in der Oberkreide die unterlagernden Einheiten aufgearbeitet wurden. Dies bedeutet, dass zwischen der Obduktion im obersten Jura und dem Senon zumindest an einigen Stellen die Ophiolith-Decke und die Mélange komplett erodiert worden sind. Im Kartiergebiet ist ausschliesslich



Abb. 3.28
Senoner Flysch an der Strasse Brus-Brzeće. Das Gestein ist isoklinal verfaltet und im Dezimeter-Bereich gebankt. Höhe des Bildes: 10 m.

die Basis-Brekzie des Senons anzutreffen. Über dieser basalen Brekzie folgen generell gut gebankte sandige bis tonige Sedimente, die meist isoklinal verfaltet sind (Abb. 3.28). Man findet im Dezimeter- bis Meter-Bereich gebankte, feinkörnige Sandsteine in Wechsellagerung mit Tonen und Mergeln, sowie auch Wechsellagerungen von Kalziturbiditen mit Mergelzwischenlagen, die den Gesteinen der Kopaonik-Formation sehr ähnlich sind. Die Gesteine haben im Aufschluss und auch im frischen Bruch meist eine graue bis braune Farbe.

Mikroskopische Gesteinsbeschreibung

Im Dünnschliff erkennt man als Hauptmasse Quarz und Kalzit (Abb. 3.29). Als weiteres, häufiges Mineral ist Hellglimmer vorhanden. Da dieser Flysch, wie oben beschrieben, diverse Lithologien aufarbeitet, ist die Zusammensetzung des Gesteins sehr heterogen mit Mineralen aus allen aufgearbeiteten Schichten.

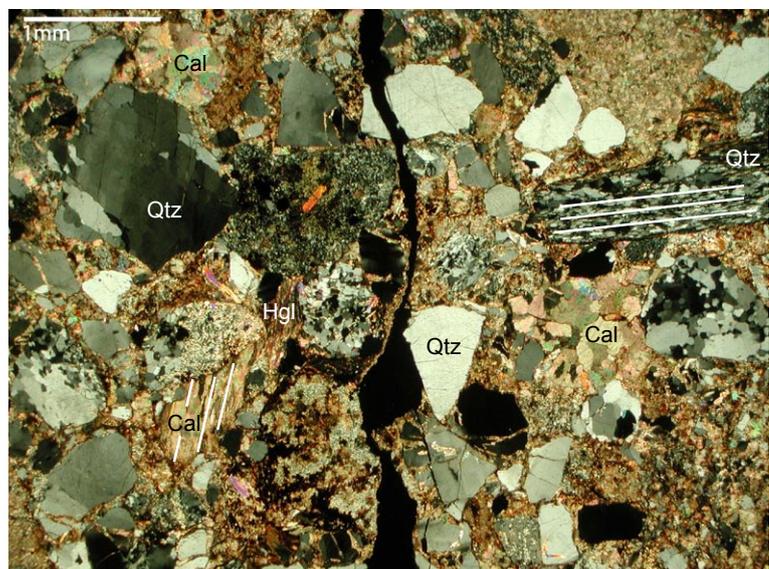


Abb. 3.29

Dünnschliffbild der Basis des Oberkreide-Flyschs. Das Gestein besteht hauptsächlich aus Quarz und Kalzit, wobei Kalzit sowohl als Komponenten, wie auch als Matrix vorhanden ist. Hellglimmer ist ebenfalls als Komponente anzutreffen. Die weissen Linien bezeichnen eine Schieferung in einer Quarz- und einer Kalzit-Komponente.

Die Korn- respektive Komponentengröße ist sehr unterschiedlich, je nach dem in welchem Stockwerk der Einheit man sich befindet. In der Brekzie reicht die Komponentengröße bis in den Dezimeter-Bereich, in den Wechsellagerungen von Grobsandstein bis zu feinkörnigem Mergel.

Man erkennt im Dünnschliff in einigen Komponenten eine präexistente Schieferung, welche die Gesteine vor der Erosion erfasst haben muss (Abb. 3.30). Dies ist wahrscheinlich die D_1 -Schieferung, die während der Obduktion entstanden ist (vgl. Kapitel 5)

3.2.9 Triadische Intrusionen (“Sepak”)

Makro- und mesoskopische Gesteinsbeschreibung

Der Begriff Sepak ist eine Abkürzung für Chlorit-Epidot-Aktinolith-Schiefer (Hlorit-epidot-aktinolitški škrljci i metabasiti; Osnovna Geološka Karta SFRJ, Blatt Vrnjci; Urošević et al. 1964) und wird in der serbischen Literatur für Gesteine mit den Hauptbestandteilen Chlorit, Epidot und Aktinolith verwendet. Es handelt sich dabei um triadische Intrusionen, welche die älteren Sedimente intrudieren. Man findet sie als Gänge oder als Komponenten der Mélange. Es handelt sich um sehr harte, massive Gesteine, die in der Verwitterung grün bis dunkelgrau und meist stark mit Flechten bewachsen sind (Abb. 3.31). Da sie relativ verwitterungsresistent sind, bilden sie oft kleine Hügel und Aufschlüsse, während das Umgebungsgestein meist mit Wiese bewachsen ist. Sepak ist im frischen Bruch immer

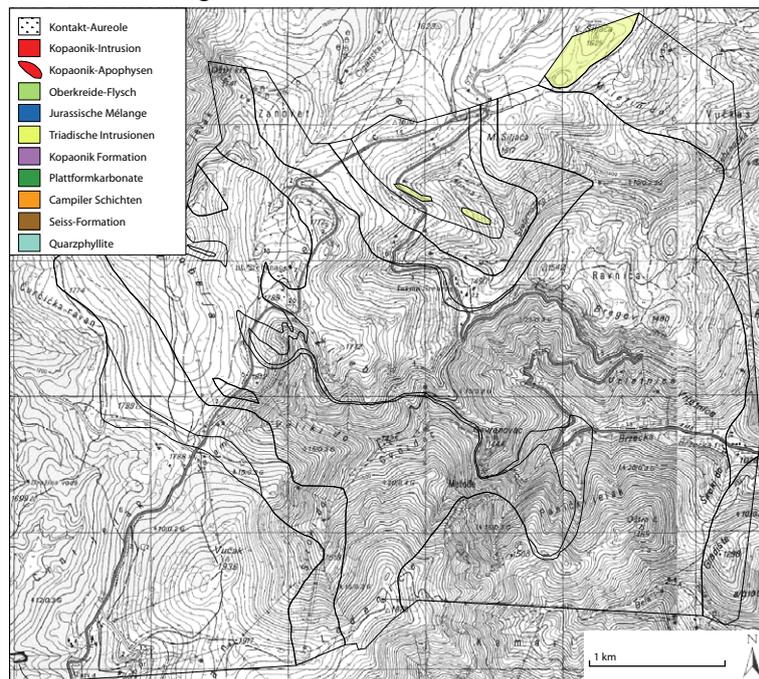


Abb. 3.30 Die Lage des Sepak. Alle anderen Lithologien sind durch ihre Grenzen dargestellt.



Abb. 3.31

Sepak-Gesteine auf dem Velika Šiljača im Nordosten des Kartiergebiets. Münze: 2 cm.

grün bis fast schwarz und hat oft einen seifigen Glanz. Das Gestein ist sehr feinkörnig, man erkennt mit der Lupe keine Kristalle.

Mikroskopische Gesteinsbeschreibung

Im Dünnschliff erkennt man als Hauptgemengteile Amphibole, Epidot, Quarz und Feldspäte. Kalzit kommt als sekundäre Phase vor und akzessorisch sind Erzminerale vorhanden. Die Amphibole sind als Aktinolith in 0.5 mm langen, strahlig angeordneten Nadeln vorhanden und bilden die Hauptmasse des Gesteins (Abb. 3.32). Epidot ist in Lagen angereichert, während Quarz und Feldspat im Gestein homogen verteilt sind. Der Kalzit tritt in sekundären Rissen auf. Das Gestein ist stark retrograd grünschieferfaziell überprägt und sehr 'vergammelt'. Anhand der vorhandenen Mineralphasen würde man dieses Gestein als Karbonat-Epidot-Quarzführenden Hornblendit bezeichnen.

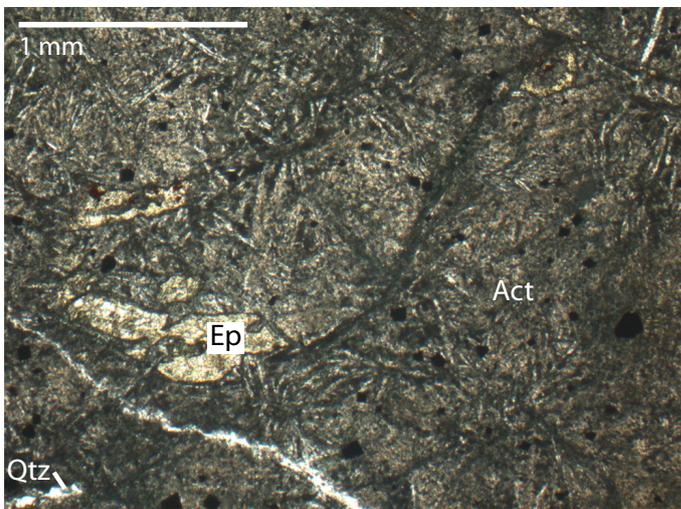


Abb. 3.32

Dünnschliffbild eines Sepak-Gesteins. Die Hauptmasse besteht aus Aktinolith. Man erkennt auch Quarz und Epidot.

4. Stratigraphie

Zum besseren Verständnis der Stratigraphie der Kopaonik-Region wurden ungefähr 40 km nordwestlich des Kopaonik 3 stratigraphische Profile aufgenommen (Gradac I, Gradac II & Studenica siehe Abb. 4.1). Diese befinden sich im so genannten *Studenica Slice* (Dimitrijević 1997), einem Fenster, welches westlich an die Kopaonik-Region anschliesst und zum *Jadar-Kopaonik-„Thrust-Sheet“* zählt (Schmid et al. 2008). Die dort vorhandenen Sedimente repräsentieren denselben Ablagerungsraum am distalen, adriatischen Kontinentalrand, und wir betrachten diese als Analog zu den Sedimenten in der Kopaonik-Region. Im Gegensatz zum Kartiergebiet sind die Sedimente des *Studenica slice* weniger stark verfaltet und nicht kontaktmetamorph überprägt, was es in dieser Region vereinfacht, die Stratigraphie zu erfassen.

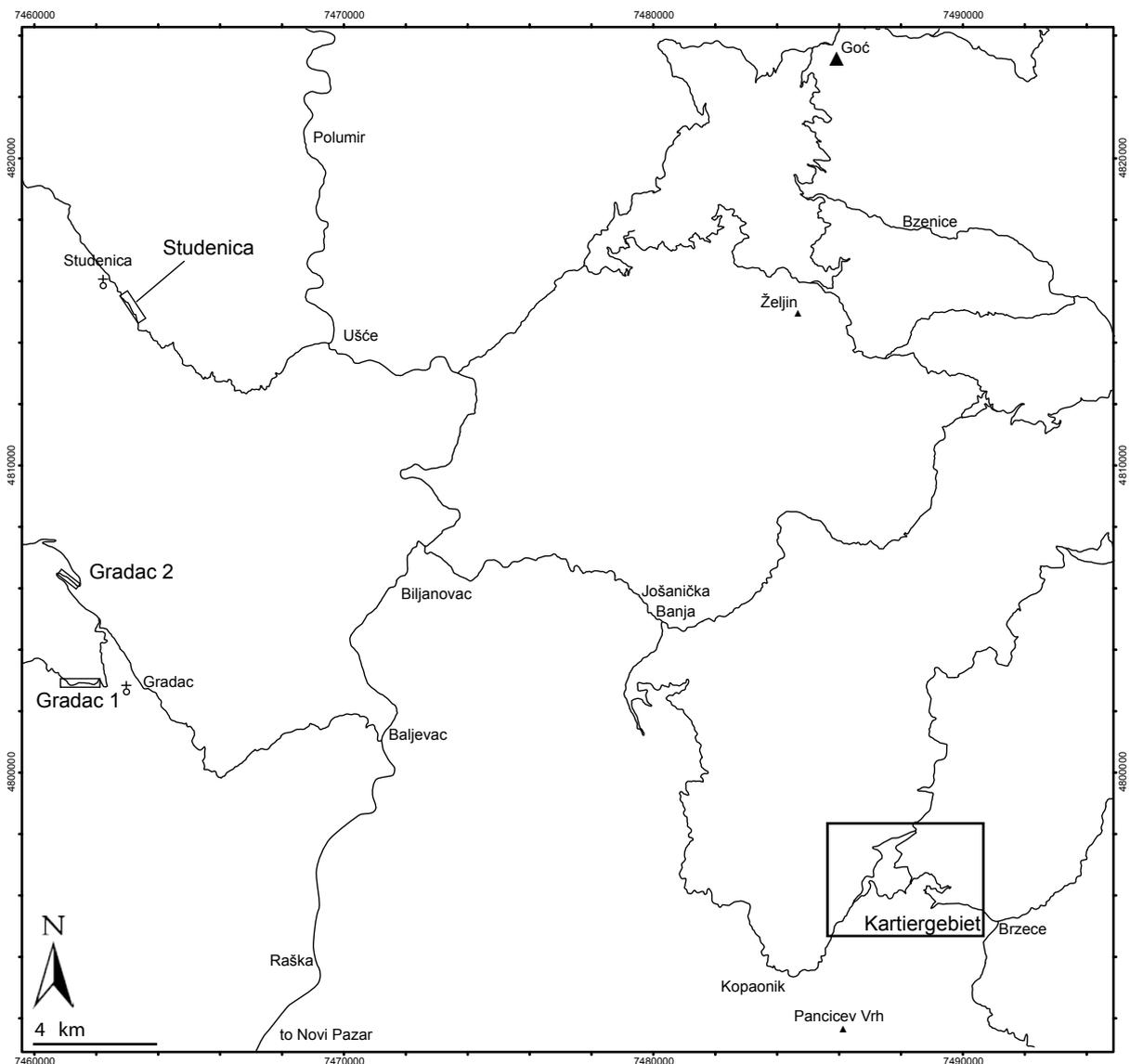


Abb. 4.1
Geographische Übersicht der Kopaonik Region. Das Kartiergebiet und die Lage der 3 Profile sind eingerahmt.

Das Studenica-Profil und das Kartiergebiet am Kopaonik wurde von Professor H.-J. Gawlick zur Datierung anhand von Conodonten beprobt. Diese Daten, sowie weitere Informationen zur Stratigraphie, hat er freundlicherweise für diese Arbeit zur Verfügung gestellt. Conodonten sind zahnartige Hartteile aus Kalziumphosphat und stammen vom Kieferapparat kleiner, mariner Tiere vom Stamm der Chordata (Stanley 1999). Durch eine schnelle Verbreitung und raschen Formenwandel eignen sich Conodonten ausgezeichnet als Leitfossilien und ermöglichen eine stratigraphische Feingliederung. Obwohl die Gesteine deformiert und metamorph überprägt wurden, war es möglich, die beprobten Einheiten durch Zuordnung zu Conodontenfaunen zu datieren.

4.1 Stratigraphie des Drina-Ivanjica Elements

Der folgende Abschnitt ist eine Zusammenfassung der Stratigraphie des *Drina-Ivanjica Elements* nach Dimitrijević & Dimitrijević (1991) und Dimitrijević (1997): Das *Drina-Ivanjica Element* ist die westlich an die *Kopaonik-Decke* anschliessende Decke (vgl. Kapitel 2), und deren viel besser bekannte mesozoische Stratigraphie wird hier als Vergleich zu jener des Arbeitsgebiets verwendet (Abb. 4.2).

Als älteste Formation des Mesozoikums beschreibt Dimitrijević die *Kladnica Clastics*, eine Formation, welche nur lokal vorkommt und an dieser Stelle nicht relevant ist. Diese Sedimente werden überlagert von der 0-180 m mächtigen *Seiss-Formation*, einer terrigenklastischen Abfolge von Sand- und Siltsteinen sowie Konglomeraten und Grauwacken. Auf die *Seiss-Formation* folgen die *Campil-Wechselagerungen*, welche auch als *Bioturbat-Formation* bezeichnet werden. Diese Formation wird als sehr heterogen beschrieben und beinhaltet mehrere Abfolgen unterschiedlicher Lithologien. Die als *Campil* zusammengefassten Gesteine beinhalten sandige Kalke, Mikrite mit Ooiden und organischem Detritus, hauptsächlich von Ostrakoden und Foraminiferen, sowie Dolomite und gebankte Kalke. Das *Campil* beschreibt die marine Transgression auf die *Seiss-Formation* und wurde flachmarin mit terrigenem Einfluss auf einem Schelf abgelagert (Dimitrijević & Dimitrijević 1991).

Über den Gesteinen des *Campil* liegen die Plattformkarbonate der *Ravni Formation*, welche in drei Bestandteile unterteilt wird und als Anis datiert wurde. Die *Ravni-Formation* besteht aus *Utrina Mikrit*, welcher vom Typ Gutenstein ist und zwischen Dezimetern und 110 m mächtig ist, dem *Dedovići Biosparit* vom Typ Steinalm und Mächtigkeiten über 40 m sowie dem *Lučići Oncosparit*, welcher ungefähr 250 m mächtig ist. Diese Sedimente entstanden in einem flachmarinen, teilweise lagunären Ablagerungsmilieu. Als Ende des Anis beschreibt Dimitrijević Hanbulog-Kalke, welche nicht sehr mächtig sind und zum Teil in die *Ravni-Formation* eingeschaltet sind.

Überlagert wird diese Abfolge wiederum von Wetterstein- und Dachstein-Plattformkarbonaten, deren Bildung im Ladin beginnt und bis in die obere Trias andauert und eine geschätzte Mächtigkeit von bis zu 300 m aufweist. Über oder anstelle dieser Plattformkarbonate folgt die *Grivska-Formation*. Diese besteht aus dünn gebankten Kalken mit Hornsteinknollen und -lagen, Verkieselungen, Strukturen von submarinen Schüttungen, zum Teil Kreuzschichtung und Siltlagen. Letztere zeigen sehr starke Analogien zur Kopaonik Formation im Kartiergebiet (Schmid, pers. comm.).

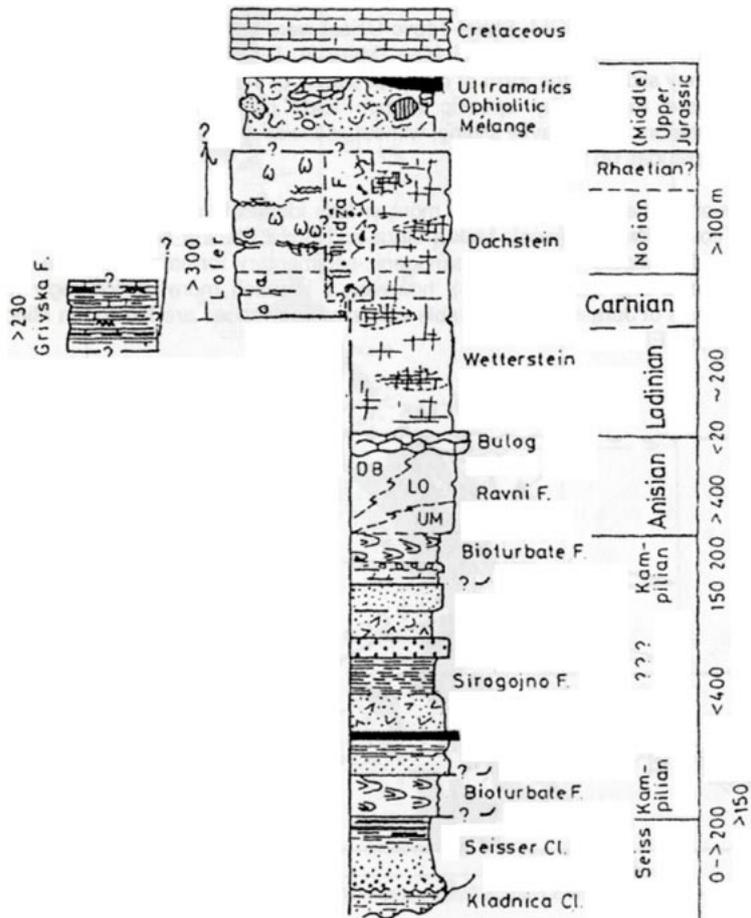


Abb. 4.2
 Mesozoische stratigraphische Kolonne des Drina-Ivanjica Elements. Die Formationsnamen in der Abbildung entsprechen den Namen im obigen Text. Aus Dimitrijević & Dimitrijević (1991).

4.2 Die Stratigraphischen Profile Gradac und Studenica

4.2.1 Profil Gradac I

Das Profil, welches die tiefsten Einheiten der untersuchten Stratigraphie beinhaltet, wird im Folgenden als Profil Gradac I bezeichnet. Dieses Profil befindet sich ungefähr 3 km westlich des Dorfes Gradac zwischen den Koordinaten 7460710 / 4803253 und 7461274 / 4802826, entlang der Fahrstrasse.

Das Profil durchquert eine grossräumige, enge und flach liegende Antiform, deren Kern von der tiefsten aufgeschlossenen Einheit eingenommen wird. Die ursprünglichen Sedimentmächtigkeiten lassen sich an diesem Profil aufgrund der Deformation nicht feststellen. Das Profil umfasst eine Folge von Sandstein-Karbonat-Pelit-Wechselagerungen und massive Kalke vom Typ Gutenstein.

Sandstein-Karbonat-Pelit Wechselagerungen

Die hier aufgeschlossenen Sandstein-Karbonat-Pelit-Wechselagerungen sind braun-graue, bis orange Sedimente. Sie sind meist gut gebankt, wobei die Mächtigkeiten stark variieren. Man findet Millimeter- bis Meter-mächtige, sandige Lagen in Wechselagerung mit tonigen bis siltigen, pelitischen, mm-mächtigen Lagen (Abb. 4.3 & 4.4).

Die sandigen Lagen sind kalkig gebunden und enthalten Quarz- und Kalksand mit variierenden Korngrössen. Meist sind bereits mit der Lupe einzelne Komponenten erkennbar. Die massiveren, sandigen Lagen sind wenig oder gar nicht geschiefert. In der Verwitterung ist das Gestein orange bis grau und weist oft einen Flechtenbewuchs auf.



Abb. 4.3
*Dünnbankige Sandstein-Karbonat-Pelit-Wechselagerung.
Hammer: 50 cm.*

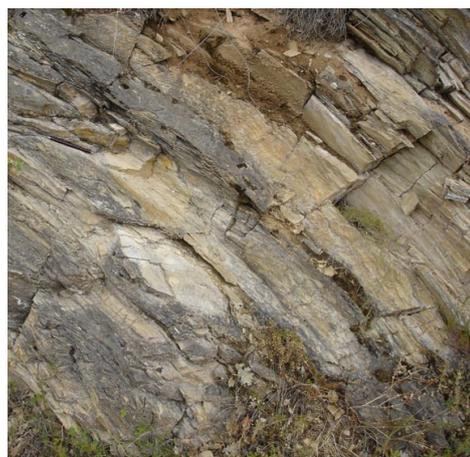


Abb. 4.4
*Massiver Bereich der Sandstein-Karbonat-Pelit-Wechselagerung. Man erkennt im Handstück Fossilienreste und Pellets.
Bildhöhe: 1 m.*

Die Farbe im frischen Bruch ist ebenfalls bevorzugt orange bis grau. Man erkennt im Bruch Überreste von Schalentieren, wahrscheinlich von Brachiopoden oder Mollusken.

Die pelitischen Lagen sind sehr lose gebunden und wittern daher zurück. Sie sind kalkfrei, stark geschiefert und bilden Lagen mit Mächtigkeiten von 1 mm bis maximal mehreren Zentimeter.

Die Wechsellagerung zeigt keine Systematik, sondern es folgen ohne sichtbare Regelmäßigkeit massive, pelitfreie Bänke auf dünnbankige Bereiche mit vielen Pelitlagen.

Aus einer der massiven Bänke wurden Dünnschliffe hergestellt (Abb. 4.5). Im Dünnschliff erkennt man hauptsächlich Karbonat und Quarz. Mikritischer Kalzit bildet die Matrix, in welcher sich 0.1-0.5 mm grosse Quarzkörner und eine grosse Menge kalzitisch rekristallisierter Tierschalen befinden. Der Quarz macht ungefähr 10% des Gesteins aus. Eine genaue Bestimmung der Fossilien ist aufgrund der gelösten und rekristallisierten Schalen nicht möglich, man erkennt jedoch, dass es sich um Brachiopoden- und/oder Molluskenschalen sowie um Gastropodenschalen gehandelt hat.

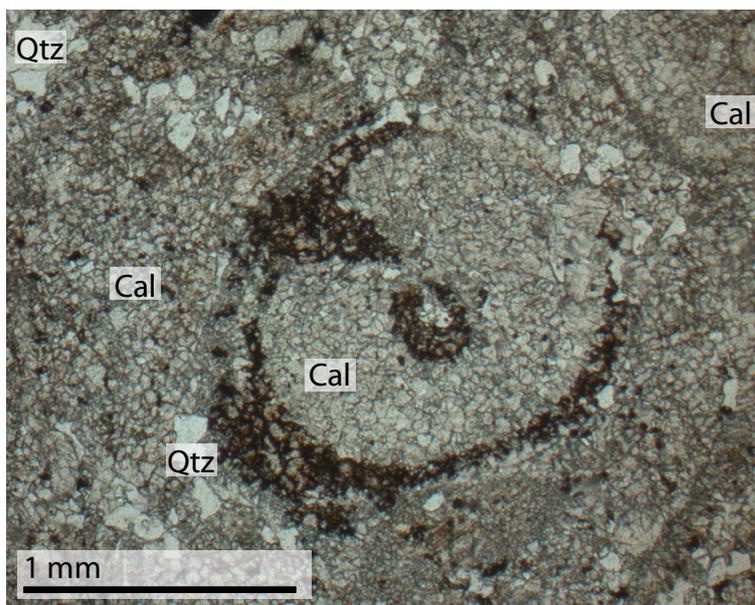


Abb. 4.5

Reste einer gelösten Gastropodenschale (dunkler Umriss) in den Campiler-Schichten. Dieser Bereich des Gesteins besteht ausschliesslich aus Kalzit und Quarz.

Dunkle Kalke (Wurstelkalk und Gutenstein)

Die Sandstein-Karbonat-Pelit-Wechselagerungen werden überlagert von massiven, dunklen Kalken. Da sich das Profil durch eine Antiform erstreckt, bilden diese hier sowohl die obere wie auch die untere Begrenzung der stratigraphisch darunter liegenden Sandstein-Karbonat-Pelit-Wechselagerungen. Es handelt sich dabei um dunkelgraue bis nahezu schwarze, leicht marmorisierte Kalke (Abb. 4.6). Diese haben an der Basis einen mehreren Meter mächtigen Bereich mit Spuren von Bioturbation, woher der Wurstelkalk seinen Namen hat. Dieser so genannte Wurstelkalk verwittert grau bis braun und ist zum Teil stark geschiefert, wodurch er eine plattige Erscheinung hat. Im frischen Bruch sieht man einen dunklen Kalk vom Typ Gutenstein, welcher mit orange-beigen Adern durchzogen ist. Bei diesen handelt es sich um verfüllte Spuren wühlender Organismen, respektive deren Exkremete (Abb. 4.7). Nach einigen Metern Wurstelkalk folgen typische Gutenstein-Kalke. Massive, dunkelgraue Kalke mit vereinzelt Quarzadern. In der Verwitterung meist etwas heller, sind die Gutenstein-Kalke im frischen Bruch sehr dunkel und rein. Man erkennt eine feine Lamination, bei welcher es sich um eine Schieferung handelt. Aufgrund des Einfallens der Schichten sind an dieser Strasse keine stratigraphisch höheren Einheiten aufgeschlossen.



Abb. 4.6

Dunkle Kalke der Wurstelkalk-Formation im Aufschluss. Die orangen Adern sind verfüllte Gänge grabender Organismen. Hammer: 50 cm.



Abb. 4.7

Dunkle Kalke der Wurstelkalk-Formation im Handstück. Man erkennt im Handstück eine Schieferung im mm-Bereich. Münze: 1cm.

4.2.2 Profil Gradac II

Ein weiteres Profil befindet sich ungefähr drei Kilometer weiter nördlich an der Strasse, welche von Gradac nach Norden führt, zwischen den beiden Spitzkehren nördlich des Dorfes Jokovići und zwischen den Koordinaten 7460889 / 4806460 und 7461163 / 4806257. Die Gesteine dieses Profils sind stärker deformiert, als jene bei Gradac I. Auch hier ist es nicht möglich, ursprüngliche Sedimentmächtigkeiten zu bestimmen. Die gesamten Gesteine des Profils Gradac II weisen einen wesentlich höheren Metamorphosegrad auf als jene des Profils Gradac I.

Karbonat-Pelit-Wechselagerungen

Die hier aufgeschlossenen Wechselagerungen sind kalkiger und weniger sandig als diese des Profils Gradac I. Im unteren Teil wechsellagern dunkle, nur leicht Quarz führende Kalkbänke mit tonig-mergeligen Lagen (Abb. 4.8). Im oberen Teil der Abfolge werden die kalkigen Bereiche etwas heller und sandiger. Man erkennt im ganzen Schichtpaket eine feine Rythmizität. Es wiederholen sich Zentimeter-mächtige Abfolgen von Kalzitbänken, welche gegen oben toniger bis schliesslich rein pelitisch werden. In der Verwitterung sind die Gesteine grau bis orange, im frischen Bruch meist sehr dunkel. Die pelitischen Zwischenlagen haben einen leichten, metamorph bedingten Silberglanz und sind zum Teil grünlich. Die Gesteine sind stark deformiert. Man erkennt isoklinale Faltenscharniere und eine Schieferung parallel zur Schichtung (Abb. 4.9).



Abb. 4.8
Karbonat-Pelit-Wechselagerung mit Bankung im Dezimeter-Bereich. Hammer: 35 cm.



Abb. 4.9
Dünnbankige Karbonat-Pelit-Wechselagerung mit starker Schieferung parallel zur Schichtung. Münze: 2 cm.

Massive Karbonate

Über den Karbonat-Pelit-Wechselagerungen folgen massive Karbonate. Es ist im Gegensatz zu Gradac I keine Bioturbation erkennbar, was wahrscheinlich mit der höheren Deformation und Metamorphose zu erklären ist. Auch sind die Kalke weniger dunkel und enthalten vereinzelt mergelige Lagen, welche vermutlich eingefaltet wurden. Der Kalk ist stärker marmorisiert und geschiefert als im Profil Gradac I (Abb. 4.10). Die Schieferung ist im Zentimeter- bis Dezimeter-Bereich, und man findet eine ausgeprägte Klüftung, die meist mit weissem Kalzit oder mit Quarz gefüllt ist und senkrecht zur Schieferung steht. Über dem Kalzit-Marmor folgt ein massiver Dolomit-Marmor. Der Dolomit ist heller und stärker geklüftet als der Kalzit-Marmor (Abb. 4.11). Die Deformation muss bei Temperaturen unterhalb der Rekristallisationstemperatur von Dolomit (ca. 450°C) stattgefunden haben, da bei Deformation nur unterhalb der Rekristallisationstemperatur diese synkinematische Klüftung resultiert. Diese hellen Plattformkarbonate werden als Steinalm bezeichnet und können sowohl als Dolomit, wie auch als Kalzit vorkommen.



Abb. 4.10
Grauer Kalzit-Marmor. Man erkennt eine weitständige Schieferung, welche parallel zur Schichtung ist und eine Klüftung ungefähr senkrecht auf die Schieferung. Senecio misst 1.72 m (ohne Hut).



Abb. 4.11
Steinalm-Dolomit-Marmor. Die Adern entstanden bei der Deformation unterhalb der Fliesstemperatur von Dolomit. Hammer: 50cm.

Hornsteinbank-Kalke (Kopaonik-Formation)

Auf die Steinalm-Dolomite folgen erneut dünnbankige, kalkige Sedimente. Diese haben im Liegenden der Formation ein sehr ähnliches Aussehen wie die Sedimente unter den Plattformkarbonaten: 3-5 m mächtige, annähernd reine Kalkbänke mit Millimeter-mächtigen Mergelzwischenlagen (Abb. 4.12). Die Kalkbänke sind in der Verwitterung und im frischen Bruch dunkel und leicht marmorisiert. Die pelitischen Lagen sind gelblich und zum Teil zu Hornstein umgewandelt. Nach einigen Metern Kalk-Mergel-Wechselagerungen folgen Kalke mit ondulierenden Hornsteinbänken und -knollen (Abb. 4.13). Diese Kalke mit 'Kieselschnüren' und Mergellagen wurden im Kartiergebiet am Koaponik aufgrund ihrer Dominanz als Kopaonik-Formation bezeichnet.



Abb. 4.12
Kopaonik-Formation direkt über dem Steinalm-Marmor mit cm-mächtigen Kalkbänken und <mm-mächtigen pelitischen Lagen. Hammer: 35 cm.



Abb. 4.13
Kopaonik-Formation mit ondulierenden Hornsteinlagen. Hammer: 50 cm.

4.2.3 Profil Studenica

Das dritte Profil wurde südlich des Dorfes Studenica im Studenica-Tal aufgenommen. Das nördliche Ende des Transekts befindet sich bei 7463300 / 4815000 und verläuft ungefähr 500 m der Strasse entlang in südliche Richtung. Dieses Profil reicht von massivem Dolomit an der Basis bis zur Mélange der jurassischen Obduktion im Hangenden der Abfolge. Es ist aufgrund der Aufschlusssituation das ergiebigste dieser drei Profile und liefert am meisten verwertbare Informationen. Aufgrund der Mylonitisierung der Kalke und der Streckung von Komponenten in einigen Lithologien kann man feststellen, dass auch die Gesteine dieses Profils stark deformiert wurden (vgl. Kapitel 5, Strukturen und Deformationen). Der Steinalm-Kalzitmarmor dieses Profils wird hier als Baumaterial abgebaut, weshalb sich am nördliche Ende des Profils ein Steinbruch befindet (Abb. 4.14). Dank dieses Steinbruchs kann man die tieferen Einheiten des Profils an einer ungefähr 60 m Meter hohen Wand am Stück untersuchen. Das durchschnittliche Einfallen der Hauptfoliation in diesem Transekt beträgt ungefähr 30° nach S bis SW. So gelangt man ,wenn man der Strasse nach Süden folgt, ins Hangende der Abfolge (In Abb. 4.14 von links nach rechts).

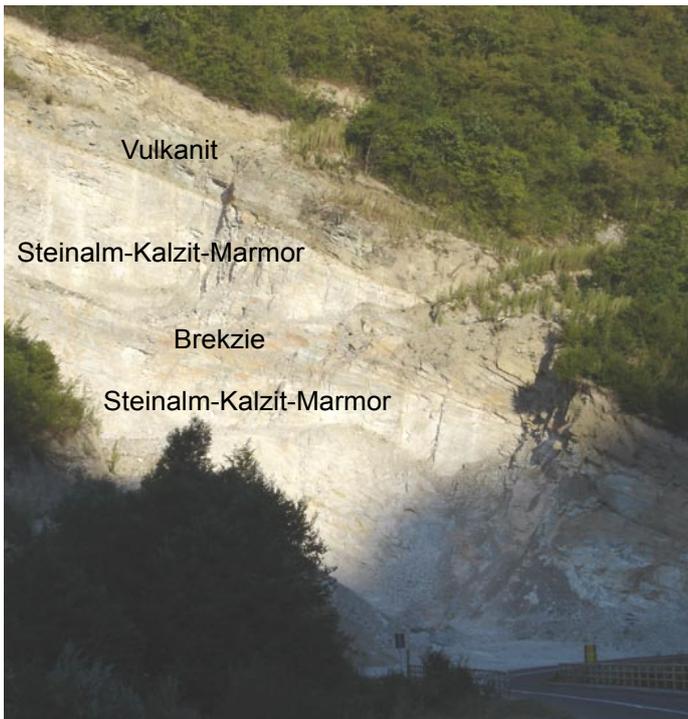


Abb. 4.14

Blick nach Süden in den Steinbruch von Studenica. Man erkennt den scharfen Kontakt vom Steinalm-Kalzit zum Vulkanit. Die Brekzie ist im Bild nur schwer erkennbar. Bildhöhe: ca. 60 m.

Massive Karbonate (Steinalm-Dolomit und -Kalzit)

Die tiefste Einheit des Profils ist ein massiver Dolomit. Dieser ist in der Verwitterung wie auch im frischen Bruch hellgrau bis bräunlich (Abb. 4.15). Das Gestein ist massig, man kann keine Bankung, jedoch eine leichte Schieferung erkennen. Innerhalb des Dolomits finden sich immer wieder Bereiche mit Kalzitmarmor. Diese sind jeweils heller und stärker geschiefert als der Dolomit. Unter- und innerhalb des Dolomits sind gut gebankte Sedimente vorhanden, welche wahrscheinlich während der Deformation eingefaltet wurden. Es sind Zentimeter-mächtige, dunkle Kalkbänke mit gelblichen, stark geschiefertem Mergellagen. Diese sind den Wechsellagerungen am Profil Gradac II sehr ähnlich. Über dem Dolomit folgt ein mehrere 10er-Meter mächtiger Bereich mit weissem Kalzitmarmor. Dieser ist stark mylonitisiert und marmorisiert. Man erkennt mit der Lupe keine einzelnen Kalzit-Kristalle. Der Marmor weist eine farbliche Bänderung auf, welche von weiss über hellgrau bis dunkelgrau reicht. So ergeben sich Zentimeter- bis Dezimeter-mächtige Farbdomänen (Abb. 4.16). Das Einfallen dieser farblichen Lamination entspricht dem des generellen Einfallens der gebankten Sedimente und der Schichtgrenzen in diesem Profil. Sie ist parallel zur Hauptfoliation. Ebenfalls parallel dazu erkennt man eine plattige Ausbildung des Gesteins, entlang welcher der Marmor bevorzugt bricht. Auf diesen Bruchflächen sind Streckungslineare ausgebildet.



Abb. 4.15
Steinalm-Dolomit-Marmor. Münze: 2 cm.



Abb. 4.16
Steinalm-Kalzit-Marmor. Auffällig ist die farbliche Bänderung parallel zur Foliation. Hammer: 35 cm.

Im Dünnschliff des Kalzitmarmors sieht man nebst mikritischem Kalzit auch Dolomit. Während die Korngrösse des Kalzits ungefähr 0.01 mm beträgt, haben die Dolomitkomponenten Korngrößen bis 0.5 mm. Der Dolomit ist in Lagen parallel zur Schieferung vorhanden. Aufgrund der höheren Kompetenz des Dolomits wurde dieser nicht mylonitisiert, sondern lediglich zerbrochen. So sieht man im Dünnschliff in Lagen angereicherte Dolomitkomponenten, welche von Kalzit umflossen werden und zum Teil σ -Klasten ausbilden. (Abb. 4.17)

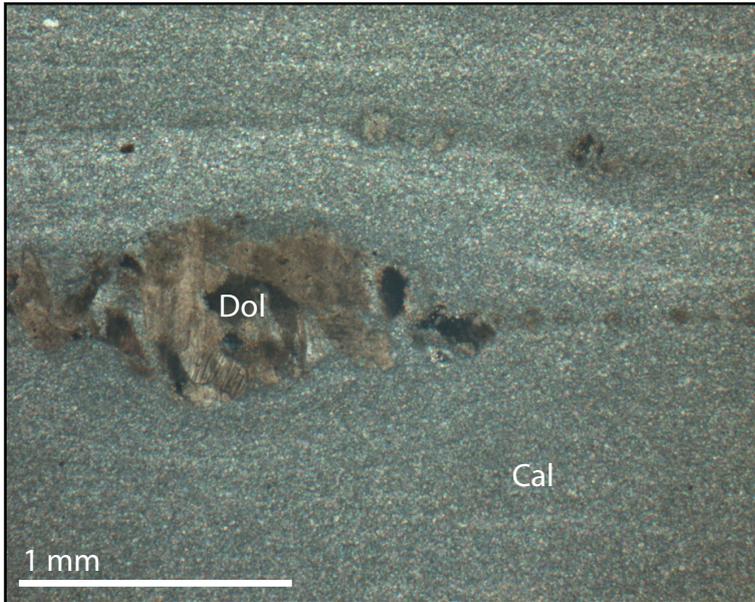


Abb. 4.17

Der Steinalm-Kalzitmarmor ist aufgrund der starken Mylonitisierung sehr feinkörnig. Innerhalb des Kalzits findet man feine Dolomittagen, die zerbrochen und gelängt sind. Der kompetentere Dolomit wird viel weniger deformiert als der Kalzit.

Brekzie

In die Abfolge des Steinalm-Kalzits ist eine ungefähr 4 m mächtige Brekzienlage eingeschaltet. Diese ist nur im Steinruch vorhanden und keilt in Richtung Strasse aus, weshalb sie dort nicht mehr aufgeschlossen ist.

Es handelt sich um eine polymikte Brekzie mit gerundeten bis sub-angularen Komponenten und einer schlechten Sortierung. Die Komponentengröße ist sehr unterschiedlich und reicht von <1 mm bis mehrere Zentimeter (Abb. 4.18 & 4.19). Die Matrix besteht an der Basis aus stark geschieferten, grünen und roten Tuffiten, welche auch als Komponenten vorhanden sind. Geht man ins Hangende der Schicht, wird die Matrix zunehmend kalzitischer und besteht im oberen Teil aus Kalzitmylonit und tonigem Material. Als Komponenten findet man hauptsächlich Kalzit- und Dolomitmarmor. Quarzkörner sind vereinzelt vorhanden. In der Schieferung sowie im Druckschatten der Komponenten findet man dynamisch gesprossene Phyllosilikate (Abb. 4.20).

Man erkennt im Dünnschliff innerhalb einiger Kalzitkomponenten Ansammlungen mikritischer Bereiche, bei welchen es sich um Pellets handelt. Dies, sowie das Vorhandensein von Foraminiferenresten, gibt Hinweise auf den flachmarinen Ursprung dieser Komponenten. Als weiteren Bestandteil der Brekzie findet man Gerölle, welche selbst polymikte "Konglomerate" sind.

Die Kalzitkomponenten sind aufgrund ihrer geringen Kompetenz sehr stark gelängt, während die kompetenteren Dolomitklasten weniger stark deformiert werden. Daraus resultiert ein undulierende Struktur vom Umfließen der Schichtsilikate und des Kalzits um die rigideren Komponenten. Auf den Schichtflächen haben sich Streckungslineare ausgebildet (vgl. Kapitel 5, Strukturen und Deformationen). Mit Hilfe der deformierten Gerölle kann man eine Strain-Analyse nach Ramsay & Huber (1983) machen und die lagenparallele Verkürzung, und somit auch die Reduktion der Mächtigkeit in der Stratigraphie,

berechnen (vgl. Kapitel 5). Die Strain-Analyse ergab eine Verringerung der Mächtigkeit um ungefähr 80%. Die Analyse wurde ausschliesslich an kalzitischen Geröllen durchgeführt, was es erlaubt, eine ähnliche Verringerung der Schichtmächtigkeiten für die hauptsächlich kalzitischen Einheiten der hier vorhandenen Stratigraphie anzunehmen. Dies erklärt zumindest teilweise die für diese Sedimentfazies vergleichsweise geringen Mächtigkeiten.



Abb. 4.18

Brekzie mit grösstenteils karbonatischen Komponenten. Man erkennt, wie die Kalzit-Komponenten stark gelängt sind und die kompetenteren Dolomit-Komponenten umfliessen. Hammer: 35 cm.



Abb. 4.19

Basis der Brekzie. Man findet neben karbonatischen Komponenten auch terrigenes und vulkanisches Material sowie aufgearbeitete Konglomerate. Bildhöhe: 1 m.

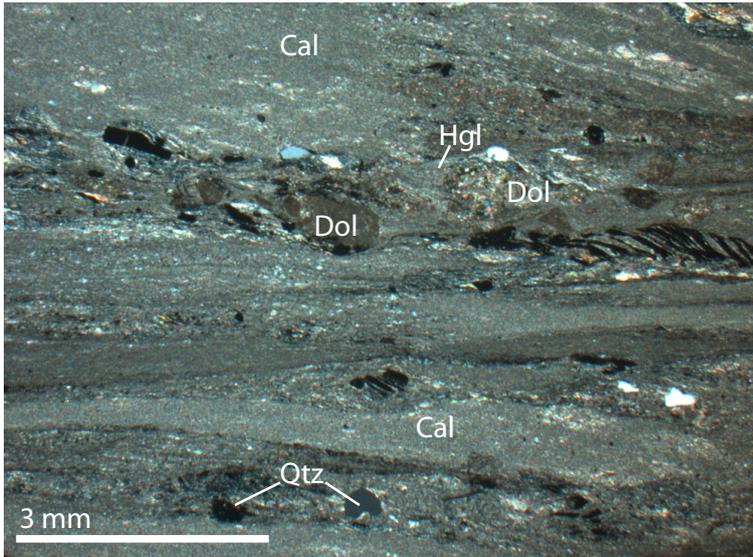


Abb. 4.20

Dünnschliffbild der stark deformierten Brekzie. Das Gestein besteht hauptsächlich aus Kalzit und Dolomit, mit etwas Quarz und im Druckschatten der Dolomit- und Quarzkomponenten gesprossenen Phyllosilikaten.

Vulkanite

Die über dem Steinalm-Kalzitmarmor folgende Lithologie ist ein ungefähr 5 m mächtiges Band stark geschieferter Tuffit. Dabei handelt es sich dabei um resedimentierte vulkanische Gesteine. Diese haben eine rote, respektive grüne Farbe und sind der Art der Matrix der Basis der darunterliegenden Brekzie (Abb. 4.21). Die Tuffite liegen stratiform auf dem Steinalm-Kalzitmarmor.

Es finden sich abwechselnd dunkelrote und blassgrüne Schiefer, welche zum Teil eine brekziöse Erscheinung haben und bis mehrere Millimeter grosse Komponenten enthalten. Die Schieferung ist im <mm-Bereich und parallel zur Schichtung. Im Dünnschliff sieht man, dass die Matrix des Gesteins vorwiegend aus Phyllosilikaten besteht (Abb. 4.22). Als Komponenten findet man einzelne Quarzkörner, Dolomitklasten und erheblich gelängte Kalzitkomponenten. Als weiteren Bestandteil finden sich Feldspäte mit Korngrößen bis etwa 0.1 mm. Es handelt sich bei diesen Vulkaniten vermutlich um Tuffite des oberen Anis oder unteren Ladin, wie sie zu dieser Zeit sehr verbreitet vorkommen.



Abb. 4.21
Stark geschieferter, roter Tuffit mit Komponenten von Quarz, Feldpat und Kalzit.
Münze: 2 cm.

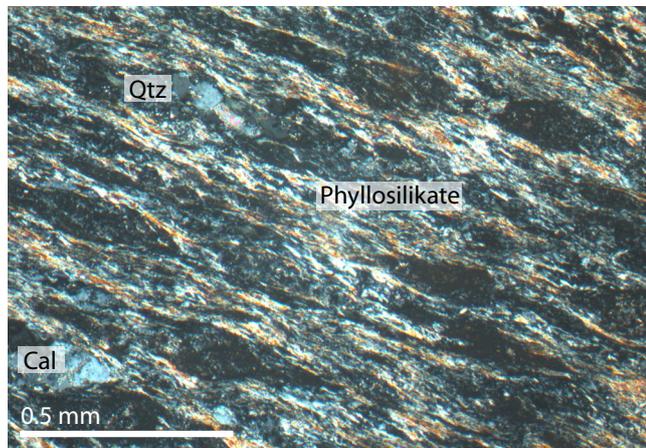


Abb. 4.22
Der Tuffit besteht zum grössten Teil aus Hellglimmer. In dieser Matrix findet man Komponenten von Quarz, Kalzit und Feldspäten.

Graue und weisse Kalke

Südlich des Steinbruchs beginnt ein Abschnitt, der grösstenteils mit Hangschutt bedeckt ist. Dieser Abschnitt erstreckt sich etwa 100 m entlang der Strasse in Richtung Süden. In diesem Bereich sind zwei unterschiedliche Gesteine subanstehend aufgeschlossen.

Das Gestein, welches über den Tuffiten folgt, ist ein grauer, zum Teil leicht bläulicher Kalkmylonit. Die Farbe ist in der Verwitterung wie auch im frischen Bruch sehr ähnlich. Dieser Kalk hat eine plattige Ausbildung und eine Bankung von mehreren Zentimetern bis Dezimetern. Das Gestein ist stark geschiefert und zeigt eine feine Lamination. Zwischen den karbonatischen Bänken finden sich einzelne Mergellagen. Mit der Lupe sind vereinzelt dunklere Komponenten erkennbar, ansonsten ist die Korngröße sehr klein. Im Dünnschliff erkennt man nebst sehr feinkörnigem Karbonat auch etwas Quarz und Phyllosilikate. Die starke Schieferung zeigt sich im Dünnschliff durch Einregelung der Phyllosilikate und Streckung der Kalzitminerale. Die Quarzminerale sind weniger stark deformiert und bilden σ -Klasten mit Neusprossung von Hellglimmer im Druckschatten (4.22).

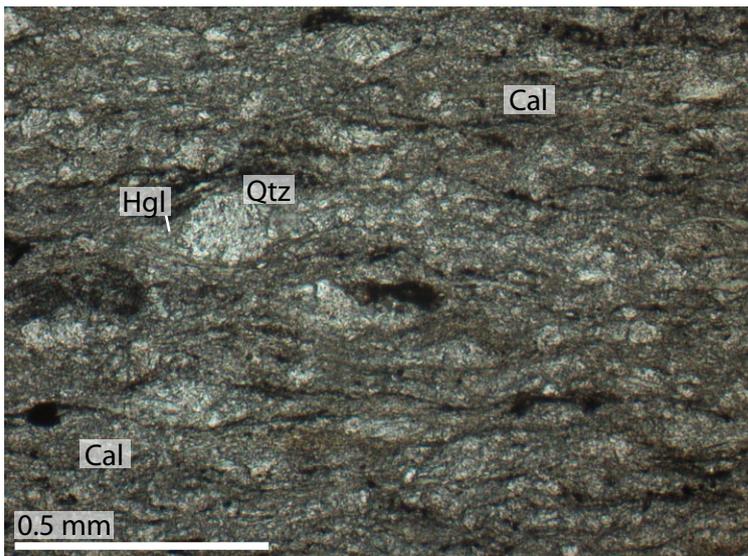


Abb. 4.23

Die Quarzkörner in diesen stark mylonitiserten Kalken sind weniger stark deformiert und in deren Druckschatten sprosst Hellglimmer.

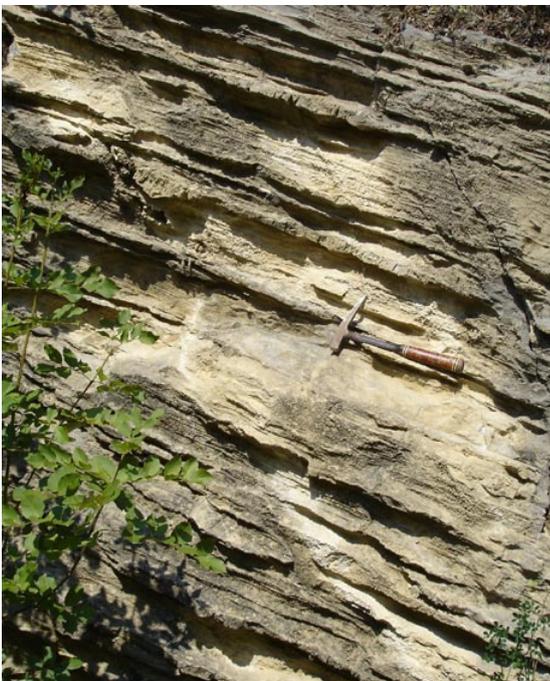
Am südlichen Ende des mit Hangschutt bedeckten Bereichs folgen erneut einige Meter helle, Steinalmartige Kalke. Diese sind weisse, massive Kalzitmarmore und sind den Gesteinen des Steinbruchs sehr ähnlich.

Hornsteinbank-Kalke (Kopaonik-Formation)

Unmittelbar über diesen massiven Marmoren folgen gut gebankte Sedimente. Dabei handelt es sich um Zentimeter-mächtige Kalkbänke, welche mit ebenfalls Zentimeter-mächtigen, verkieselten Lagen und Linsen wechsellagern. Die kieseligen Lagen sind nicht immer rein quarzitisch, sondern weisen zum Teil eine kalkige Komponente auf. Beide Lagen sind sehr feinkörnig, mit der Lupe sind keine Komponenten erkennbar. In der Verwitterung erkennt man in den Kalkbänken eine Lamination im <mm Bereich, welche wahrscheinlich sedimentär ist.

Die Kalkbänke wittern zurück, während die kieseligen Lagen verwitterungsresistenter sind. Diese sind nicht nur als Lagen vorhanden, sondern auch als isolierte Linsen und Knollen. Auch sind die Grenzen zwischen den Hornsteinbänken und den Kalken undulierend. Dies gibt dem Gestein zusammen mit dem Vorwittern der Hornsteinbänke ein typisches, knolliges Aussehen, welches als Erkennungsmerkmal für die Gesteine der Kopaonik-Formation definiert wurde (4.24).

Zum Hangenden nimmt die Mächtigkeit der Kalkbänke zu und beträgt dort 10-20 cm. Die Hornsteinbänke nehmen hingegen ab und es folgt ein Bereich mit grauen, mikritischen, nahezu hornsteinfreien Kalken. Weiter im Hangenden verschwinden die Hornsteinlagen ganz. Die Kalkbänke werden in diesem Bereich sehr hell und mikritisch und bilden eine Wechsellagerung mit gelblichen und roten, Millimeter-mächtigen Mergellagen (Abb. 4.25).



*Abb. 4.24
Gut gebankte Sedimente der Kopaonik-Formation
mit Hornsteinlagen und -knollen.
Hammer: 35 cm.*



*Abb. 4.25
Im Hangenden nehmen die Kiesel Schnüre ab und man
findet pelagische Kalke mit Mergelzwischenlagen.
Hammer: 35 cm.*

Rote Kalke

Die nächste Einheit ist eine 1-2 m mächtige Schicht von rötlichen bis violetten, pelagischen Kalken (Abb. 4.26). Diese sind sehr feinkörnig und stark geschiefert. Man erkennt eine deutliche Lamination im <mm-Bereich. Die Lagen der violetten Kalke sind maximal 1 mm mächtig und werden getrennt von sehr feinen Tonhäuten und Bereichen von hellerem Kalk. Auf den Schichtungsflächen erkennt man ein deutliches Streckungslinear.

Das Gestein besteht zum allergrößten Teil aus mikritischem Kalzit. In sekundären Rissen erreichen die Kalzitminerale Korngrößen bis zu 0.5 mm, ansonsten ist der Kalzit <0.05 mm. Im Dünnschliff findet man akzessorisch Quarzkörner und Hellglimmernadeln, sowie Reste von Radiolarien.

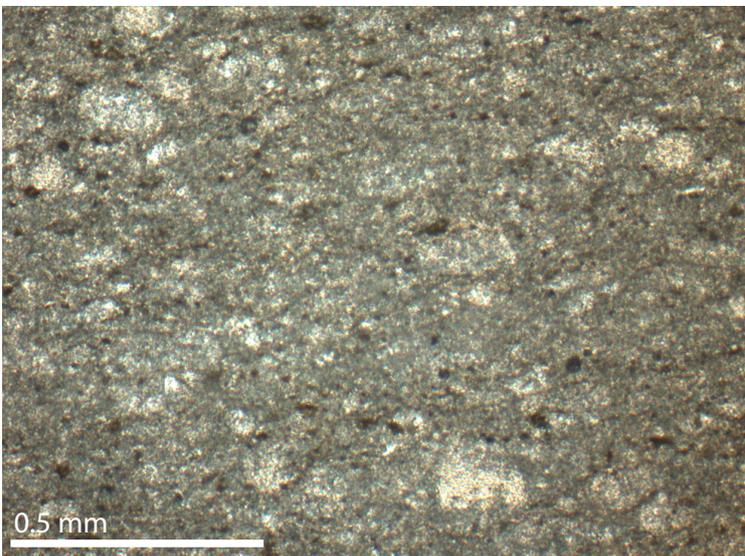


Abb. 4.26

Violetter, stark geschieferter, pelagischer Kalk. Münze: 2 cm.

Radiolarit

Über den roten Kalken liegen ungefähr 10m massiger, grau-brauner Radiolarit. Dieser ist nahezu kalkfrei und sehr hart (ritz Hammer). Er verwittert dunkelgrau bis braun und hat im frischen Bruch ebenfalls eine graue bis braune Farbe. Er ist von feinen Quarzadern durchzogen und enthält minimale



Mengen von Fossilienresten, deren Schalen kalzitisch sind. Im Dünnschliff erkennt man helle Flecken, welche Radiolarienreste sind (Abb. 4.27). Das Ganze Gestein ist, abgesehen von den Kalzitschalen, sehr feinkörnig und besteht größtenteils aus Quarz.

Abb. 4.27

Dünnschliffbild des Radiolarits. Die Hauptmasse des Gesteins besteht aus Quarz. Die hellen, rundlichen Flecken sind Reste von Radiolarien.

Mélange

Über die oben beschriebene Sedimentabfolge folgt eine tektonische *Mélange*. Es handelt sich um eine bräunlich-rote, unstrukturierte Masse (Abb. 4.28, vgl. Kapitel 3). Serpentin bildet den Hauptbestandteil, ansonsten ist die *Mélange* sehr heterogen aus Komponenten der gesamten unterlagernden Stratigraphie aufgebaut. An der Strasse ist ab dieser Stelle talabwärts über mehrere Kilometer ausschließlich diese *Mélange* aufgeschlossen.



Abb. 4.28

Die Mélange bildet den tektonischen Kontakt der jurassischen Ophiolith-Einheit auf die Trias-Jura-Stratigraphie. Hammer: 35 cm.

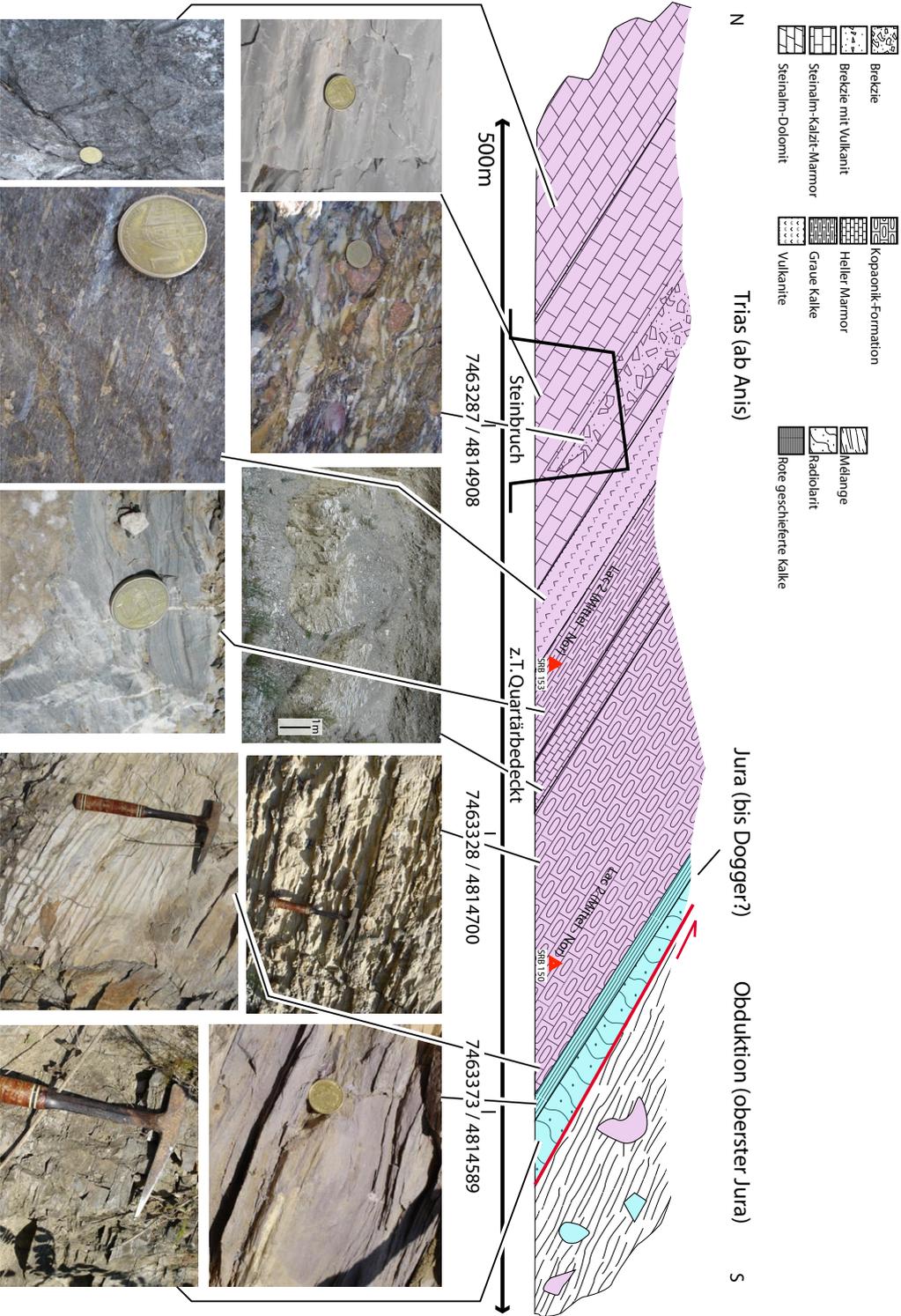


Abb. 4.29 Schematische Darstellung des Profils südlich von Studenica. Die tiefsten Einheiten befinden sich am nördlichen Ende des Profils und gegen Süden werden die Einheiten jünger. Die Nummern SRB 150 & 153 bezeichnen die Lokalitäten der datierten Conodonten-Proben. Die Conodontenalter betragen jeweils Lac 2 (Mittel-Nor). Die relativen Mächtigkeitsunterschiede sind schematisch und entsprechen nur näherungsweise dem realen Mächtigkeitsverhältnis.

4.3 Korrelation der Profile und Interpretation

Diese drei Profile kann man mit den Informationen aus der Kopaonik-Region, der Referenzstratigraphie nach Dimitrijević & Dimitrijević (1991) und Dimitrijević (1997) sowie den Datierungen von Prof. H.-J. Gawlick zu einer stratigraphischen Abfolge korrelieren (Abb. 4.30).

Die tiefsten Einheiten der Stratigraphie wurden im Rahmen dieser Arbeit nur im Kartiergebiet am Kopaonik gefunden. Dabei handelt es sich um Quarzphyllite des Paläozoikums oder der untersten Trias sowie unter-triadische Sandsteine, welche der Seiss-Formation in Dimitrijević (1997) entsprechen (vgl. Kapitel 3 und Abb. 4.1).

An den untersuchten Profilen ist die tiefste Formation mit der Sandstein-Karbonat-Phyllit-Wechsellagerung in den Profilen Gradac I und II vorhanden, bei Studenica jedoch nicht aufgeschlossen (Abb. 4.29). Die Wechsellagerungen von Gradac I enthalten mehr terrigenes Material als jene von Gradac II, welche hauptsächlich karbonatisch sind. Anhand der Fossilien und sedimentären Strukturen bei Gradac I lassen sich diese Schichten eindeutig als transgressives Flachwasser-Sediment klassifizieren. Somit entspricht dieses Sediment den von Dimitrijević beschriebenen Campiler-Schichten, welche ein Analogon der oberen Werfen-Formation der Ostalpen darstellen (Gawlick 2003 & pers. comm.; Oberhauser 1980).

Die dunklen Gutenstein-Kalke im Profil Gradac I werden zusammen mit den Steinalm-Kalzit- und Dolomitmarmoren der Profile Gradac II und Studenica als eine Formation zusammengefasst. Es handelt sich dabei um mitteltriadische Plattformkarbonate, welche ebenfalls ihr Analog in den Ostalpen und den externen Dinariden finden. Diese nahezu reinen Karbonate entsprechen vermutlich dem unteren Teil der Plattform-Einheiten bei Dimitrijević & Dimitrijević (1991), welche im Anis mit der Ravni-Formation beginnt und mit einer Abfolge von Hanbulog-, Wetterstein- und Dachsteinkalken bis in die oberste Trias reicht. Im Arbeitsgebiet reichen die Plattformkarbonate bis ins ober-Anis bis unter-Ladin (Gawlick, pers. comm.). Die Basis dieser Einheit bildet die Wurstelkalk-Formation bei Gradac I, die übrigen Plattformkarbonate sind aufgrund der Deformation und Metamorphose nicht im Detail klassifizierbar.

Bei Studenica findet sich zwischen den Plattformkarbonaten und der Kopaonik-Formation eine Abfolge mittel- bis obertriadischer Sedimente, welche an den anderen Profilen und auch am Kopaonik nicht vorhanden sind. Trotzdem stellen die Gesteine des Studenica-Profiles wahrscheinlich keine lückenlose Stratigraphie dar, da die Einheiten dieser Fazies in vergleichbaren Gebieten erheblich grössere Mächtigkeiten aufweisen. Vermutlich sind die Vulkanite an der Grenze Anis-Ladin entstanden. Die Sedimente direkt über den Vulkaniten sind aber anhand von Conodonten auf Nor (Lac 2, Probe SRB 153) datiert worden. Dies würde bedeuten, dass das Ladin und Karn, welche in dieser Fazies mehrere hundert Meter mächtig sein sollten, stark kondensiert sind oder ganz fehlen (Gawlick, pers. comm.). Die Hornsteinbankkalke haben ebenfalls Nor-Alter (Lac 2, Probe SRB 150) und wenige Meter darüber folgen Radiolarite, welche unter- bis mitteljurassisch sein sollten (Gawlick, pers. comm.). Das bedeutet, dass das obere Nor und das Rhät, welche in dieser Fazies normalerweise relativ mächtig sind, an dieser

Stelle ebenfalls fehlen. Aufgrund der starken Deformation während der jurassischen Obduktion ist es im Profil nicht möglich, stratigraphie-reduzierende Tektonik nachzuweisen. Das Fehlen eines Teils der Trias-Jura-Schichtfolge stützt sich auf lithofazielle Abschätzungen von Prof. H.-J. Gawlick. Da nach Abgabe dieser Arbeit eine tertiäre Metamorphose der Amphibolitfazies nachgewiesen wurde (Schefer, Frank, pers. comm.) kann aber eine Extension mit entsprechender Mächtigkeitsreduktion nicht mehr ausgeschlossen werden.

Im korrelierten Profil folgen über den Plattformkarbonaten die Hornsteinbankkalke sowie die Kalke mit Mergellagen, welche in dieser Arbeit als Kopaonik-Formation zusammengefasst werden. Diese Gesteine entsprechen der Grivska-Formation bei Dimitrijević & Dimitrijević (1991) und sind zum Teil ähnlich den Pötschenkalken der Ostalpen. Es handelt sich dabei um ein detritisches Sediment, welches wahrscheinlich am Plattformrand entstanden ist und eine Übergangsfazies von der Plattform in einen pelagischen Ablagerungsraum darstellt. Der Hauptbestandteil ist Kalk, welcher als Karbonatsand in Kalziturbiditen und als Hintergrundsedimentation abgelagert wurde. Hornsteinbänke und -linsen entstanden durch frühdiagenetische Silifizierung (Dimitrijević & Dimitrijević 1991), Mergellagen entstanden durch leichten terrigenen Eintrag.

Die Mächtigkeiten sind, besonders am Kopaonik, sehr gross und betragen schätzungsweise mehrere hundert Meter. Die Kopaonik-Formation im Kartiergebiet am Kopaonik wurde anhand von Konodonten datiert und zeigt Karn- bis maximal Nor-Alter (Sudar 1986 & 2006; Gawlick in prep.), diese bei Studenica zeigt ebenfalls Nor-Alter (Gawlick, in prep.). Am Kopaonik folgt über der Kopaonik-Formation direkt die jurassische Obduktion. Das bedeutet, dass durch die Obduktion oder bei einer späteren Dehnung die Sedimente der obersten Trias und des unteren Jura tektonisch abgeschnitten wurden. Dies sind die pelagischen Kalke und Jura-Radiolarite, welche bei Studenica die höchsten Einheiten des untersuchten Profils bilden. Die Sedimentation der Kopaonik-Formation hat also vermutlich während der ganzen oberen Trias, eventuell bis in den unteren Jura stattgefunden.

Die pelagischen Kalke und Radiolarite dokumentieren das fortschreitende relative Absenken des Ablagerungsraumes unter die CCD während der obersten Trias und dem unteren Jura.

Die für das eigentliche Arbeitsgebiet am Kopaonik erstellte Stratigraphie beinhaltet also eine Abfolge von Sedimenten von der untersten Trias bis in den unteren bis mittleren Jura. Mit einem tektonischen Kontakt folgt auf diese Abfolge die tektonische Mélange der jurassischen Obduktion und die darauf liegende West-Vardar-Ophiolith-Einheit (Schmid et al., 2008), die im Kartiergebiet selbst jedoch nicht aufgeschlossen ist. Auf die Mélange transgrediert mit einem diskordanten Kontakt ein Oberkreide-Flysch (vgl. Kapitel 3, Kartierte Einheiten).

Die im Feld auftretenden Mächtigkeiten sind, besonders im Kartiergebiet am Kopaonik, nicht aussagekräftig. Die starke Deformation und Lage des Kartiergebiets in einem Akkretionskeil (vgl. Kapitel 5) verunmöglichen eine Aufnahme der unrsprünglichen Mächtigkeiten der Stratigraphie. Die dargestellten Mächtigkeiten stützen sich auf lithofazielle Abschätzungen.

5. Strukturen und Deformationen

Fährt man von Brzeće auf den Kopaonik, fallen sofort die stark verfalteten Sedimente auf, welche am Strassenrand aufgeschlossen sind (Abb. 5.1). Polyphase Deformation prägt das Bild der Gesteine im Arbeitsgebiet, und man kann im Feld anhand von Faltenüberprägungen vier verschiedene Deformationsphasen unterscheiden, welche im Folgenden als D_1 bis D_4 bezeichnet werden. Die primären, sedimentären Strukturen werden als S_0 bezeichnet.

Die Sedimente der Kopaonik-Formation eignen sich am besten zur Unterscheidung der Deformationsphasen, da sich in den Karbonat-Phyllit-Wechselagerungen die Falten sehr schön ausbilden. Dieses Kapitel befasst sich mit den verschiedenen Strukturen des Arbeitsgebietes. Es beinhaltet die Feldbeobachtungen, eine abgedeckte, tektonische Karte und ein Profil, welches anhand der strukturgeologischen Karte erstellt wurde (Abschnitt 5.3).

D_1 und D_2 erfassen die Sedimente der *Central Kopaonik Series* und alle älteren Lithologien, aber nicht die obduzierten Einheiten der West-Vardar Ophiolith-Einheit und den Oberkreide-Flysch. D_3 tritt im ganzen Arbeitsgebiet auf und D_4 ist nur in der Nähe zur Intrusion vorhanden.

Die Strukturdaten dieser Arbeit beschränken sich auf das Kartiergebiet am Kopaonik und auf einige Daten aus der Studenica-Region. Um eine regionale Aussage machen zu können, wurden die Daten dieser Arbeit mit jenen von Senecio Schefer, der in der Kopaonik-Gegend regional arbeitet, kombiniert und verglichen.



Abb. 5.1

Stark verfaltete Gesteine der Kopaonik-Formation an der Strasse Brzeće-Kopaonik. Polyphase Deformation prägt das Erscheinungsbild der Gesteine im Arbeitsgebiet. Bildhöhe: 5 m.

5.1 Strukturen

5.1.1 Die D_1 -Strukturen

D_1 ist im ganzen Sedimentpaket der *Central Kopaonik Series* vorhanden, ist jedoch nie mit Grossstrukturen ausgebildet. Falten sind, bis auf wenige Ausnahmen, keine erkennbar. Die einzigen vorhandenen D_1 -Faltenstrukturen sind reliktsche, isoklinale Faltenscharniere, die stark gelängt in der Hauptfoliation liegen (Abb 5.2). Abgesehen von diesen reliktschen Scharnieren bildet die erste Deformationsphase weder im Gelände noch im Kartenbild Faltenstrukturen aus.

Die D_1 -Phase bewirkt eine penetrative Schieferung, welche ausser in den massiven Marmoren in allen Lithologien gut erkennbar ist. Die ausgebildete Schieferung ist immer parallel zur Schichtung und intensiviert diese, wodurch ein composite-cleavage $S_{0/1}$ entsteht (Abb. 5.2). Das generelle Einfallen im gesamten Arbeitsgebiet bewegt sich zwischen SE und NE, kann aber lokal aufgrund der Überprägung durch die Deformationsphasen D_2 bis D_4 alle möglichen Orientierungen zeigen (Abb. 5.3a & 5.6).

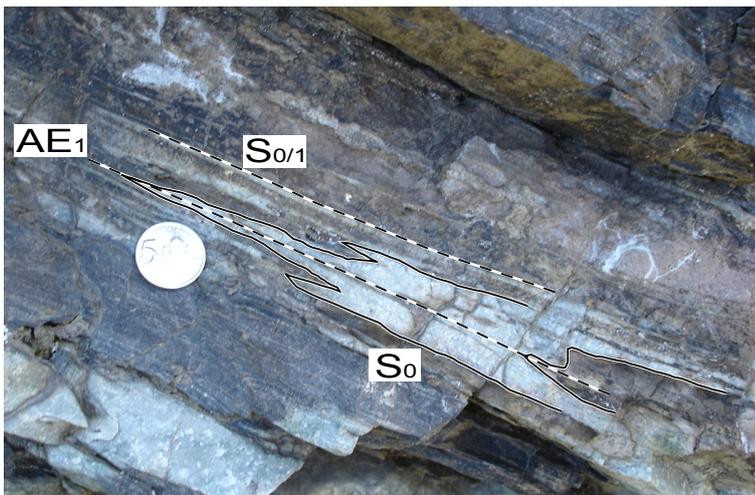


Abb. 5.2

Reliktsche D_1 -Falten in den kontaktmetamorphen Gesteinen der Kopaonik-Formation. Man erkennt die zu S_0 parallele Achsenebenschieferung S_1 . Münze: 2 cm.

Auf den Schieferungsflächen hat sich ein Streckungslinear Ls_1 ausgebildet, welches wie alle D_1 -Strukturen reorientiert wurde und in diesem Gebiet leider keine Aussage über die Bewegungsrichtung zulässt (Abb. 5.3b & 5.18). Im Dünnschliff erkennt man D_1 -Strukturen als eine Schieferung S_1 , die durch die nachfolgenden Phasen verfaltet wird. Die Schieferung entsteht in den pelitischen Schichten durch Einregelung der Phyllosilikate und in den massiveren Gesteine durch Längung und bevorzugtes Wachstum der Minerale.

Die Gerölle der Brekzie bei Studenica wurden verwendet um eine Strain-Analyse durchzuführen. Diese ermöglicht eine Abschätzung der schichtparallelen Verkürzung während einer Deformation. Dazu wurde die Strain-Analyse nach Ramsay & Huber (1983) angewendet, unter der Annahme, dass die Gerölle vor der Deformation 3 gleich lange, orthogonale Achsen X, Y und Z hatten. Gemessen wurden Achsenverhältnisse an einer Brekzie mit zwei Anschnitten, einem parallel zur XZ-Ebene und einem parallel zur YZ-Ebene (Abb. 5.4a).

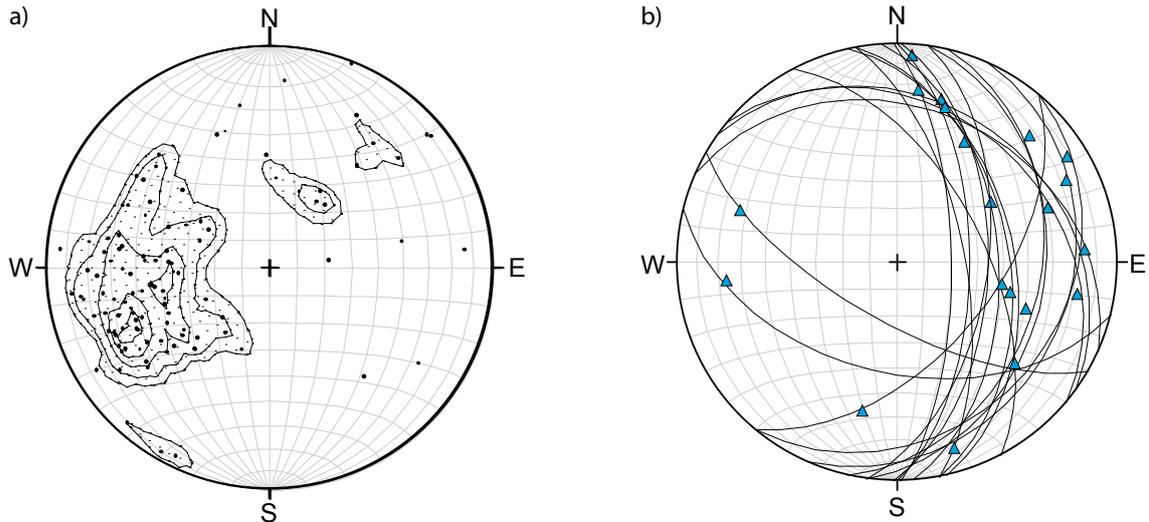


Abb. 5.3

a) Konturierte, stereographische Projektion der Schieferungspole der Hauptschieferung. Das generelle Einfallen nach SE bis NE variiert zwischen 10°-80°.

Flächentreues Lambert'sches Netz, Projektion auf die untere Halbkugel. 109 Messungen.

b) Streckungslineare der ersten Deformationsphase. Die Grosskreise sind die zu den jeweiligen Lineationen dazugehörigen Schichtflächen. Man erkennt, dass die Lineare in alle Richtungen streuen und keine einheitliche Bewegungsrichtung anzeigen. Flächentreues Lambert'sches Netz, Projektion auf die untere Halbkugel. 20 Messungen.

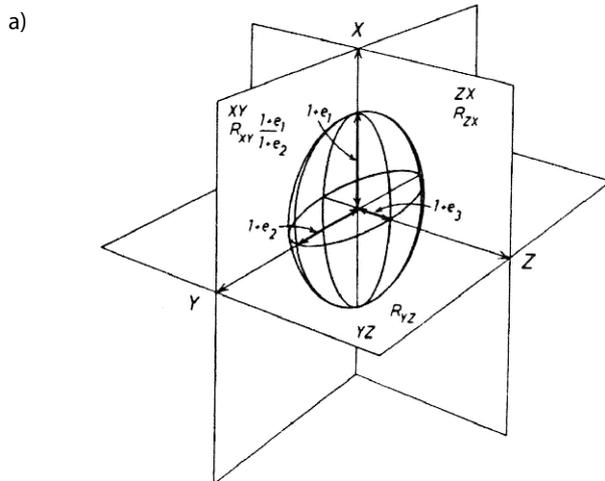
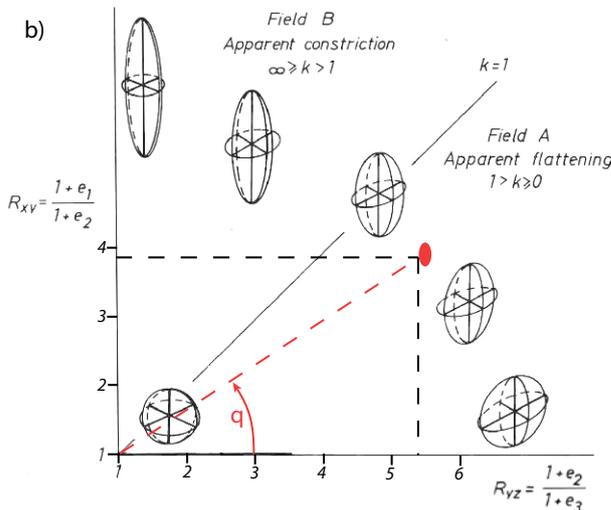


Abb. 5.4

a) Das Strain-Ellipsoid. Die hier mit $1+e_1$, $1+e_2$ und $1+e_3$ beschrifteten Halbachsen entsprechen den bei dieser Analyse direkt am Geröll gemessenen Längen. Aus Ramsay & Huber (1983).



b) Das berechnete Strain-Ellipsoid (roter Punkt) bei Studenica kommt im Plättungsfeld zu liegen. Die Achsen $1+e_1$ und $1+e_2$ werden länger, die Achse $1+e_3$ wird kürzer. Verändert nach Ramsay & Huber (1983).

Damit lassen sich die Achsenverhältnisse $R_{yz} = 1+e_1/1+e_3$ und $R_{zx} = 1+e_2/1+e_3$ messen. $1+e_1$, $1+e_2$ und $1+e_3$ bezeichnen die Halbachsen des Ellipsoids mit einer ursprünglichen Länge von 1. Das Achsenverhältnis R_{xy} konnte nicht direkt gemessen werden, es wurde mit den zuvor gemessenen Achsenverhältnissen berechnet. Dazu wurde das harmonische Mittel aller gemessenen R_{yz} und R_{zx} ermittelt und in die Formel $R_{xy} = R_{yz} / R_{zx}$ eingesetzt. Man erhält bei dieser Rechnung folgende Achsenverhältnisse: $R_{xy}=3.85$, $R_{yz}=5.34$ und $R_{zx}=20.54$. Die statistische Verteilung der Messungen streut relativ stark, weshalb man diesen Wert als Näherungswert betrachten sollte. Man kann mit den Achsenverhältnissen das Strain-Ellipsoid im Flinn-Diagramm plotten (Abb. 5.4b). Die Darstellung 5.4b zeigt, dass das Strain-Ellipsoid im Plättungsfeld zu liegen kommt. Dies bedeutet dass während der Deformation die $1+e_1$ - und die $1+e_2$ -Achsen verlängert, die $1+e_3$ -Achsen hingegen verkürzt wurde. Um eine Aussage über die Reduktion der Schichtmächtigkeit machen zu können, muss man den Wert von $1+e_3$ berechnen, aus welchem die Längenänderung direkt bestimmbar ist. Unter der Annahme, dass während der Deformation keine Volumenänderung stattgefunden hat, gilt:

$$(1+e_1) \cdot (1+e_2) \cdot (1+e_3) = 1.$$

Aus den gerechneten Achsenverhältnissen ergibt sich:

$$(1+e_1) = 20.54 \cdot (1+e_3) \text{ und } (1+e_2) = 5.34 \cdot (1+e_3)$$

Nun kann man $(1+e_1)$ und $(1+e_2)$ in der Formel $(1+e_1) \cdot (1+e_2) \cdot (1+e_3) = 1$ durch die oben berechneten Werte substituieren und erhält:

$$(1+e_3)^3 = 1/109.68 \text{ und somit}$$

$$(1+e_3) = \mathbf{0.209}$$

Dies bedeutet, dass die heutige Schichtmächtigkeit noch ungefähr 20% der ursprünglichen Sedimentmächtigkeit entspricht. Da diese Berechnung für Kalzit-Gerölle gemacht wurde, kann man näherungsweise annehmen, dass sich die Mächtigkeiten der hauptsächlich kalzitischen Lithologien in dieser Region um den selben Faktor verringert haben.

5.1.2 Die D_2 Strukturen

Die Strukturen der zweiten Deformationsphase sind sowohl im Kartenbild wie auch im Gelände auffällig. Am besten aufgeschlossen sieht man die D_2 -Strukturen an dem Fussweg zwischen den Punkten DE06-69 und DE06-53 (Koordinaten im Appendix unter 9.1) sowie an der Strasse Brzeće-Kopaonik. Die Grossstrukturen im 10er- bis 100er-Meter Massstab sind im Feld nur selten direkt erkennbar, D_2 -Parasitärstrukturen sind hingegen stark verbreitet.

Aufgrund der unterschiedlichen Lithologien ist D_2 nicht im gesamten Gebiet gleich dominant. Vor allem die Hornsteinbankkalke der Kopaonik-Formation und die Campiler-Schichten bilden dank ihrer guten

Bankung und dem geringen Pelit-Anteil schöne D_2 -Strukturen mit geschlossenen bis engen Falten aus. Im Bereich der Kopaonik-Formation mit höherem Pelitanteil und mächtigen Mergellagen ist der Effekt von D_2 grösser und die Falten sind dort meist isoklinal (Abb. 5.5). Die D_2 -Falten sind gekippt oder liegend und haben im Normalfall runde Scharniere mit in der Achsenebene rotierten Faltenachsen. Die Falten sind meist asymmetrisch und nicht zylindrisch. Aufgrund des Kompetenzkontrastes der einzelnen Lagen in den gebankten Sedimenten ist die Faltung polyharmonisch (Abb. 5.6).

Die D_2 -Strukturen führen durch ihre engen Falten im ganzen Gebiet zu Wiederholungen und Inversionen in der Stratigraphie und sind zusammen mit der ersten Deformationsphase dafür verantwortlich, dass die Sedimentmächtigkeiten über das ganze Gebiet nicht konstant sind. Sie bilden in den inkompetenten Mergellagen eine starke Achsenebenenschieferung S_2 aus, welche mit 30° bis 60° nach NE einfällt und oft parallel zu $S_{0/1}$ ist (Abb. 5.7).

Lokal wird das NE-Einfallen von $S_{0/1}$ und S_2 durch die dritte Deformationsphase verfaultet. Die Faltenachsen sind generell NW-SE orientiert, werden aber ebenfalls durch D_3 reorientiert (vgl. Abschnitt 5.2).

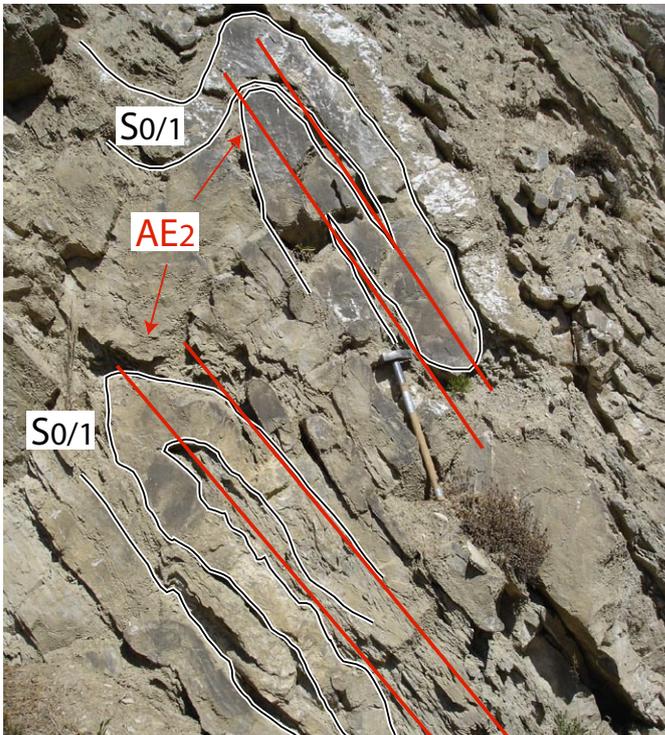


Abb. 5.5

Isoklinale D_2 -Falten an der Strasse Brzeće-Kopaonik. In den Mergellagen zwischen den massiven Kalkbänken erkennt man die D_2 -Achsenebenenschieferung, welche parallel zu $S_{0/1}$ ist. Hammer: 50 cm.



Abb. 5.6

Polyharmonische D_2 -Faltung in einem massiveren Bereich der Kopaonik-Formation. Die Falte ist offener als die isoklinale Falten in Abb. 5.5. Die Mergellagen wurden durch Kontaktmetamorphose zu Hornstein umgewandelt (vgl. Kapitel 6). Münze: 2 cm.

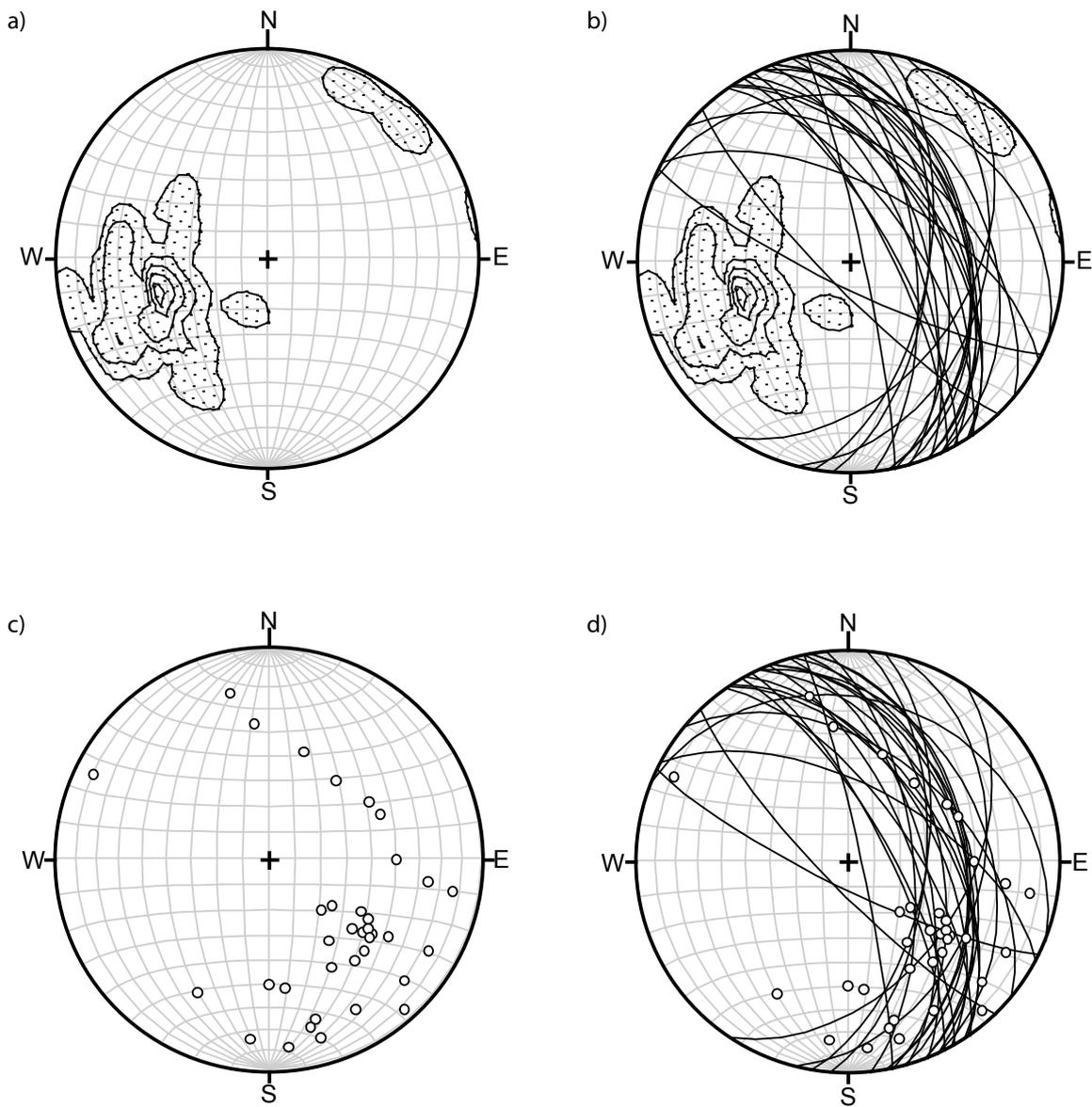


Abb. 5.7

a)
 Konturierte, stereographische Projektion der Pole der D_2 -Faltenachsebenen. Gemessen wurde, wenn möglich, ohne D_3 -Überprägung. Das Einfallen der Achsebenen ist, obwohl mit einer gewissen Streuung, meist nach Nordost. 27 Messungen.

b)
 Konturierte, stereographische Projektion der Pole der D_2 -Faltenachsebenen und der Grosskreise derselben.

c)
 Stereographische Projektion der D_2 -Faltenachsen. Die starke Streuung ist bedingt durch die Überprägung durch D_3 . 36 Messungen.

d)
 Stereographische Projektion der D_2 -Faltenachsen und deren Faltenachsebenen.

Projektionen in einem flächentreuen, Lambert'schen Netz, Projektion auf die untere Halbkugel.

5.1.3 Die D_3 -Strukturen

Die dritte Deformationsphase erfasst das gesamte Arbeitsgebiet und bildet die dominantesten Strukturen aus. Es sind im Feld lediglich Parasitärstrukturen erkennbar, die Grossstrukturen werden erst im Kartenbild ersichtlich (vgl. Abschnitt 5.3). Am ausgeprägtesten sind die D_3 -Falten an der Strasse Brzeće-Kopaonik. In den dort aufgeschlossenen Kalk-Mergel-Wechselagerungen der Kopaonik-Formation erkennt man D_3 -Parasitärstrukturen im Dezimeter- bis 10er-Meter Massstab. Es handelt sich bei den D_3 -Falten um senkrechte, offene bis weite Chevron-Typ-Falten, welche die Hauptschieferung $S_{0/1}$ sowie S_2 überprägen (Abb. 5.8). Die Scharniere sind rund bis subangular. Die D_3 -Strukturen sind grösstenteils symmetrisch und zylindrisch. In den weniger kompetenten Schichten bildet sich eine starke Achsenebenenschieferung S_3 aus (Abb. 5.9). D_3 -Falten haben subvertikale bis vertikale Achsenebenen und N-S verlaufende Faltenachsen. Die Faltenachsen sind meist (sub-)horizontal, können aber in einzelnen Fällen bis maximal 70° geneigt sein (Abb. 5.10).

Im Dünnschliff zeigt sich D_3 als Mikrofalten, welche die Hauptschieferung $S_{0/1}$, sowie die D_2 -Strukturen verfallen (5.11). Die Strukturen der dritten Deformationsphase werden von Apophysen der Kopaonik-Intrusion durchschlagen (Abb. 5.12) und müssen somit vor der oligozänen Intrusion (31.6 Ma; Schefer in prep.) entstanden sein. Die dritte Phase verfaltet die jurassische Obduktionsbahn (Schefer, pers. comm.), weshalb sie sicher nach der Obduktion stattgefunden hat. Mit diesen zwei Informationen lässt sich die dritte Phase zwischen mittlerer Kreide und dem Oligozän ansiedeln, wobei sie wahrscheinlich in der Oberkreide stattgefunden hat.

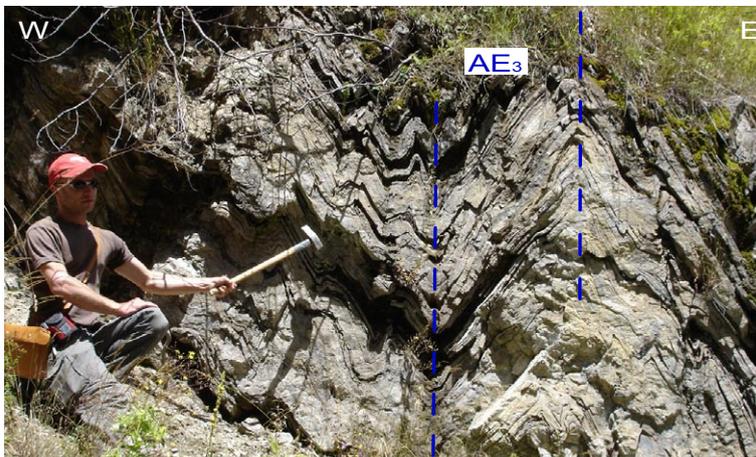


Abb. 5.8
Offene D_3 -Falten in der Kopaonik-Formation an der Strasse Brzeće-Kopaonik. Die Chevron-Typ Falten mit vertikalen Achsenebenen sind typisch für die Strukturen der dritten Deformationsphase.
Hammer: 50 cm.

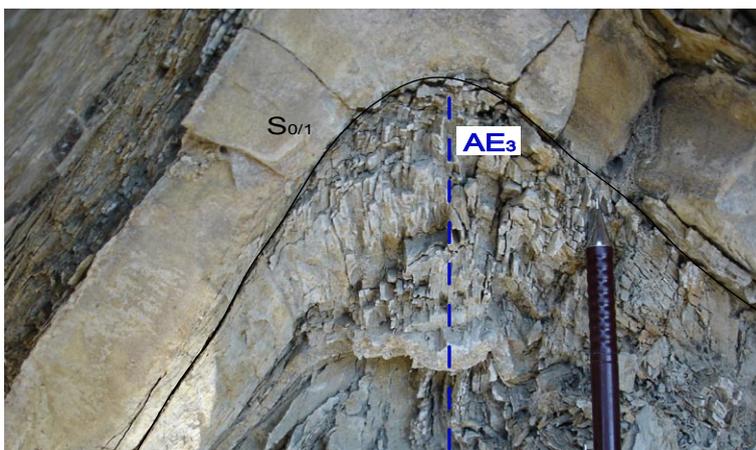


Abb. 5.9
 D_3 -Achsenebenenschieferung in einer mergeligen Lage der Kopaonik-Formation. Bleistift: 10 cm.

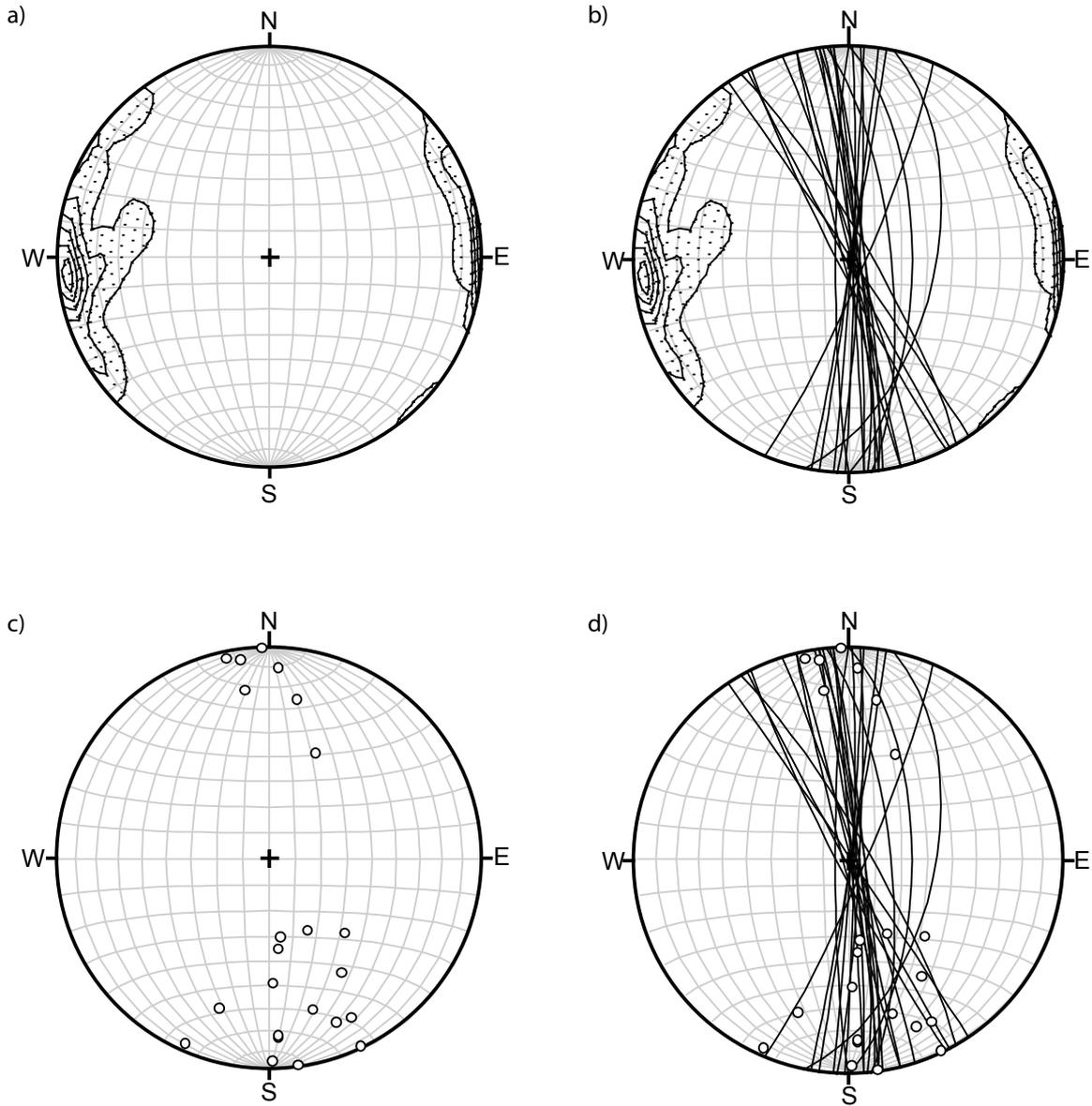


Abb. 5.10

a) Konturierte, stereographische Projektion der Pole der D_3 -Faltenachsebenen. Die Achsenebenen sind ohne grosse Abweichungen vertikal und N-S orientiert. 25 Messungen.

b) Konturierte, stereographische Projektion der Pole der D_3 -Faltenachsebenen und deren Grosskreise.

c) Stereographische Projektion der D_3 -Faltenachsen. Die Faltenachsen sind konstant N-S orientiert, das Einfallen streut von subhorizontal bis stark geneigt. 23 Messungen.

d) Stereographische Projektion der D_3 -Faltenachsen und deren Faltenachsebenen.

Projektionen sind in einem flächentreuen, Lambert'schen Netz, Projektion auf die untere Halbkugel.

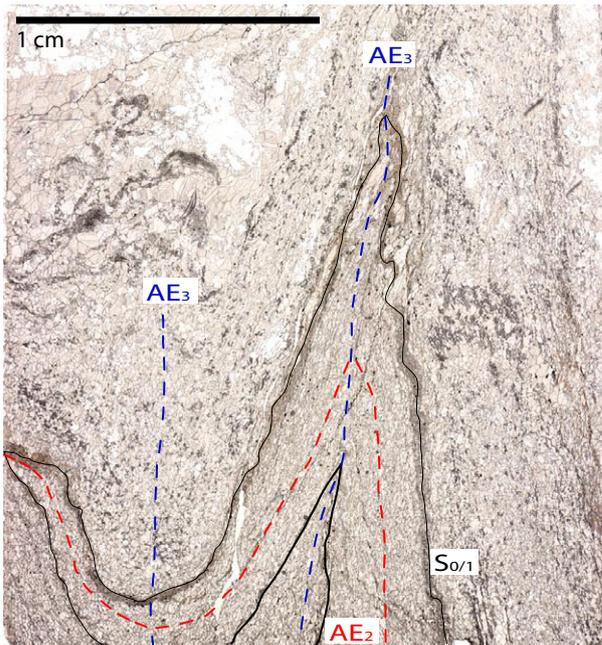


Abb. 5.11

Dünnschliffbild der Kopaonik-Formation in der Nähe der Intrusion. In diesem Bild sieht man die Hauptschieferung $S_{0/1}$, die von D_2 und D_3 verfaltet wird.



Abb. 5.12

Die hier intensiv von D_3 verfalteten Gesteine der Kopaonik-Formation werden von einer Apophyse der Kopaonik-Intrusion durchschlagen. Anhand dieser Information kann man die dritte Deformationsphase eindeutig vor der oligozänen Intrusion ansiedeln. Bildhöhe: 3 m.

5.1.4 Die D_4 -Strukturen

Die Strukturen der vierten Deformationsphase sind im gesamten Kartiergebiet vorhanden. Sie sind jedoch nur vereinzelt im Feld erkennbar, da die Strukturen meist nur schwach ausgebildet sind. Bei den D_4 -Falten handelt es sich um weite bis geschlossene, wellige Strukturen mit subhorizontalen bis horizontalen Achsenebenen (Abb. 5.13). D_4 ist im Zentimeter- bis 10er-Meter-Massstab vorhanden und überprägt alle älteren Strukturen. Falten mit subhorizontalen Achsenebenen entstehen während der Dehnungstektonik, welche in diesem Fall wahrscheinlich auch die Platznahme des Kopaonik-Plutons im Oligozän bewirkt. Entfernt man sich einige Kilometer von der Intrusion, findet man keine D_4 -Falten mehr, sondern Abschiebungen, die vermutlich mit D_4 in Zusammenhang stehen.



Abb. 5.13

Offene, wellenartige Falten der vierten Deformationsphase mit subhorizontalen Achsenebenen. Hammerkopf: 10 cm.

5.2 Chronologie der Deformationsphasen

Die Unterteilung der Deformationsphasen D_1 bis D_4 in eine zeitliche Abfolge ist anhand von strukturellen Überprägungen möglich. Im Folgenden werden kurz die Faltenüberprägungen erläutert, wie sie im Kartiergebiet anzutreffen sind.

Wie bereits im Abschnitt 5.1 beschrieben, sind vor allem die zweite und dritte Deformationsphase aufgrund ihrer ausgeprägten Faltung für das komplexe strukturelle Erscheinungsbild des Arbeitsgebietes verantwortlich. Da die penetrative Schieferung S_1 parallel zu S_0 ist und diese gemeinsam die Hauptfoliation ausbilden, wird D_1 insofern von der zweiten Deformationsphase überprägt, dass die Hauptfoliation die D_2 -Falten ausbildet und die D_1 -Lineare reorientiert werden. Wichtiger ist die Überprägung der D_2 -Falten durch die dritte Deformationsphase. So sind die Faltenachsebenen und die Faltenachsen der zweiten Deformationsphase, sowie die bereits von D_2 überprägten D_1 -Lineare, von D_3 verfaltet (Abb. 5.14, 5.15 & 5.17). D_4 erfasst alle präexistenten Strukturen und verfaltet diese mit offenen Falten mit horizontalen Faltenachsebenen (Abb. 5.15).

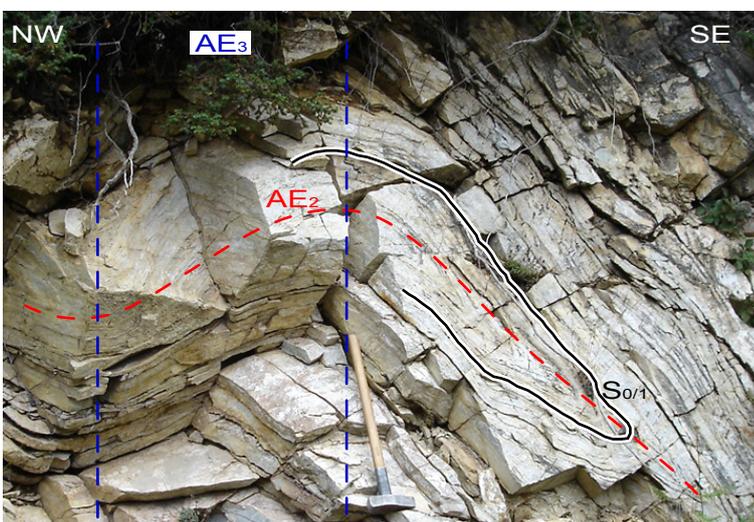


Abb. 5.14

Strukturelle Überprägungen in den Campiler-Schichten. Die Hauptfoliation ist die kombinierte $S_{0/1}$ -Schieferung. Diese wurde durch D_2 eng verfaltet. Man sieht wie die liegende D_2 -Falte durch die dritte Deformationsphase offen verfaltet wurde. Hammer: 50 cm.

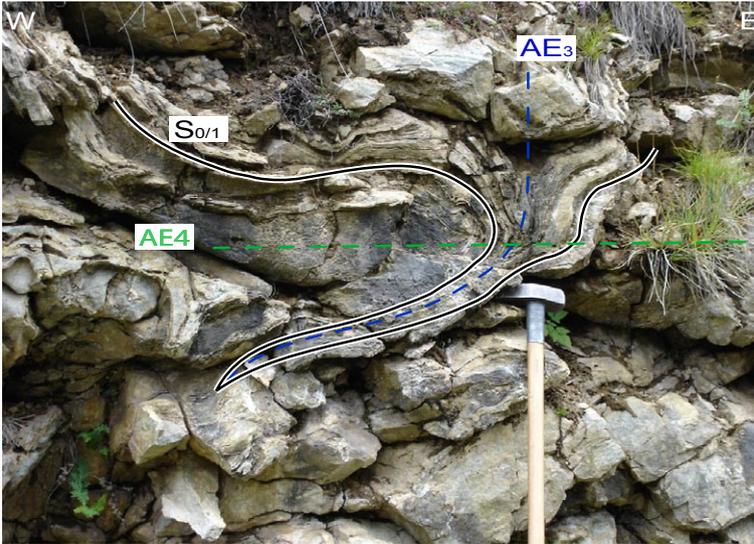
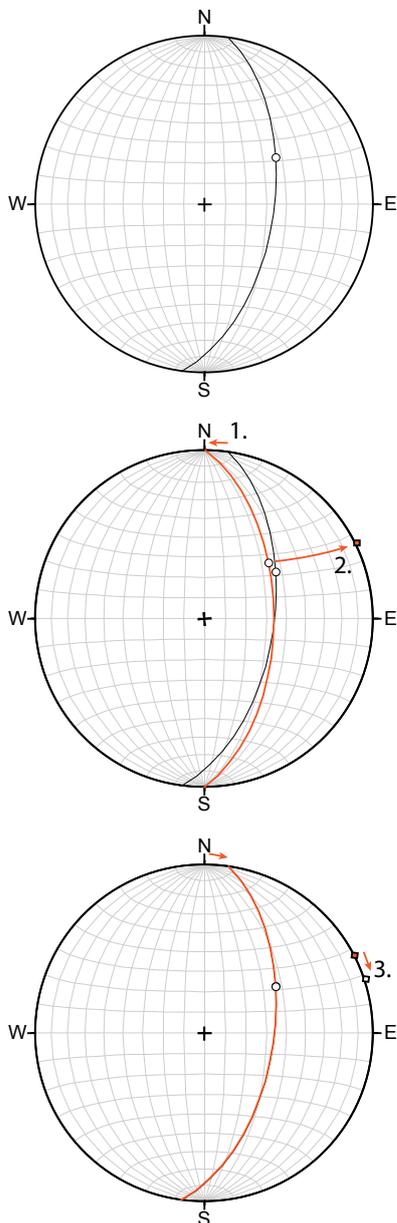


Abb. 5.15

Strukturelle Überprägungen in der Kopaonik-Formation. Eine enge Falte der vierten Deformationsphase überprägt eine D_3 -Struktur und bildet eine 'Zipfelmütze'. Hammer: 50 cm.



Da sich das Streckungslinear auf der kombinierten $S_{0/1}$ -Schieferungsfläche, welche oft parallel zur S_2 -Schieferungsfläche ist, liegt, ist es nötig, das Linear nach D_3 rückzurotieren, um es eindeutig einer Deformationsphase zuordnen zu können. Das bedeutet, dass man die Schichtfläche, auf welcher das Linear ausgebildet ist, entsprechend ihrem Einfallen und ihrer Orientierung in eine horizontale Lage rotiert. Die Rückrotation geschieht unter der Annahme, dass die Schieferungsfläche vor D_3 horizontal lag (Abb. 5.16).

Diese Rückrotation wurde mit allen am Kopaonik gemessenen Streckungslinearen vorgenommen und diese wurden in einen einzigen Stereoplot eingezeichnet (Abb. 5.17). Liegt das rotierte Linear nicht am Rand des Stereoplots, bedeutet das einen Messfehler, entweder bei der Schichtfläche oder dem dazugehörigen Linear. Man erkennt in Abbildung 5.17, dass

Abb. 5.16

Die Rückrotation von Streckungslinearen Anhand des Beispiels des Aufschlusses DE06-12 in drei Schritten. Alle Projektionen in einem flächentreuen, Lambert'schen Netz, Projektion auf die untere Halbkugel.

1. Einzeichnen des Linears und der Fläche auf der das Linear liegt und Rotation der Fläche, so dass sie Nord-Süd streicht.
2. Den Durchstoßpunkt des Lineares auf der N-S-orientierten Fläche entlang des Kleinkreises in die Horizontale bringen.
3. Die Schichtfläche mitsamt dem nun horizontalen Punkt um gleich viele Grad wieder in die originale Lage zurückrotieren und die Orientierung des Lineares vor der Deformation ablesen.

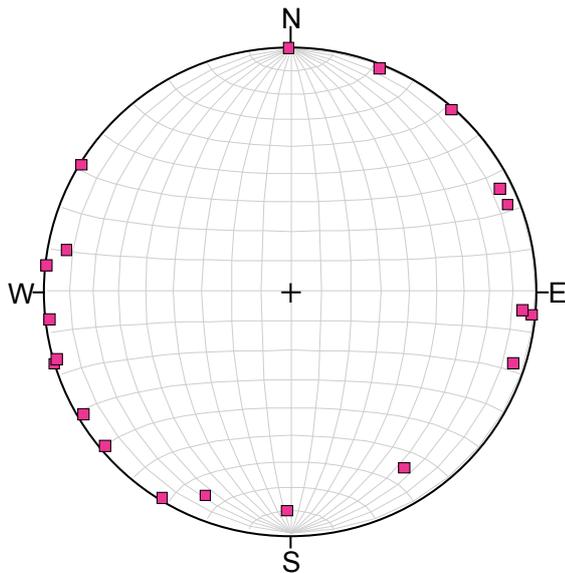


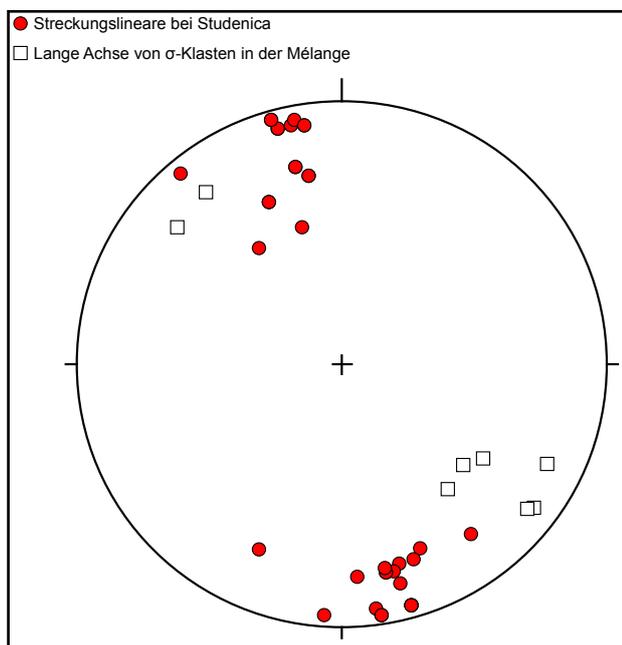
Abb. 5.17

Angezeigte Bewegungsrichtung der Streckungslineare nach dem Rückrotieren nach D_3 . Die rotierten Streckungslineare streuen in alle Richtungen und geben keine einheitliche Bewegungsrichtung an. Somit wurde das Streckungslinear bereits vor der dritten Deformationsphase reorientiert. Flächentreues Lambert'sches Netz, Projektion auf die untere Halbkugel. 20 Messungen.

die Streckungslineare, nachdem D_3 rückgängig gemacht wurde, immer noch stark streuen und keine einheitliche Bewegungsrichtung angeben. Dies bedeutet, dass das Linear bereits vor der zweiten Deformationsphase vorhanden gewesen sein muss (also ein D_1 darstellt) und durch D_2 , wie auch durch die nachfolgenden Deformationen, reorientiert wurde.

Es ist aufgrund dieser polyphasen Überprägung nicht möglich, die Lineare in ihre Ursprüngliche Lage zu rotieren und eine Bewegungsrichtung zu bestimmen.

Streckungslineare der ersten Deformationsphase, welche keine offensichtliche D_2 -Überprägung aufweisen, konnten bei Studenica und an anderen Orten der Region gemessen werden. Diese ergeben eine Orientierung zwischen N-S und NW-SE (Abb. 5.18). Weiter konnten innerhalb der tektonischen Mélange anhand von σ -Klasten Schersinne bestimmt werden. Diese ergeben eine Bewegungsrichtung von SE nach NW (Abb. 5.18). Neuerdings hat sich aber gezeigt, dass das Linear der Studenica-Gegend



(Abb. 5.18) eher einer Dehnungstektonik zugeordnet werden muss und deshalb nicht mit D_1 korreliert werden kann.

Abb. 5.18

Kombinierter Stereoplot von Messungen der Studenica-Region. Man sieht eine relativ einheitliche N-S bis NW-SE Verteilung der Streckungslineare. Die weissen Quadrate bezeichnen Messungen von langen Achsen von σ -Klasten in der tektonischen Mélange. Die dazugehörigen Schersinne zeigen alle eine top-NW-Bewegung an. Flächentreues Lambert'sches Netz, Projektion auf die untere Halbkugel.

Die Pole der D_2 -Faltenachsebenen aus dem Kartiergebiet am Kopaonik kommen im Stereoplot in grober Näherung auf einem Grosskreis zu liegen (Abb. 5.19). Das Programm *Tektonics FP* berechnet die Eigenvektoren dieser Verteilung (nach Bingham 1964 und Wallbrecher 1986). Der Eigenvektor 1 beschreibt den Pol der bei der Eigenvektorberechnung entstandenen, zum Grosskreis gehörenden Ebene. Da die Streuung der D_2 -Faltenachsebenen durch die Verfaltung durch die dritte Deformationsphase zustande kommt, müsste dieser Eigenvektor 1 der Faltenachse von D_3 entsprechen. In Abbildung 5.19 sind die Durchschnitte der gemessenen Faltenachsen von D_3 vom Kopaonik und von der erweiterten Region (Daten S. Schefer) abgebildet (Durchschnitte berechnet nach Bingham 1986). Die D_3 -Faltenachsen am Kopaonik zeigen die im Abschnitt 5.1 beschriebene N-S-Orientierung. Die regional gemessenen D_3 -Faltenachsen sind NW-SE orientiert, was die N-S-Orientierung der Faltenachsen am Kopaonik als lokales Phänomen definiert. Wie man in Abbildung 5.19 sehen kann, stimmt die durch den Eigenvektor berechnete D_3 -Faltenachse sehr gut mit dem regionalen Durchschnitt überein und bestätigt somit die Überprägung der Strukturen der zweiten Deformationsphase durch D_3 .

- | | | |
|---|-----------------|-----------|
| ○ D_2 -Faltenachsebenen regional (Daten S. Schefer) | ▲ Eigenvektoren | 1. 135/27 |
| ● D_2 -Faltenachsebenen Kopaonik-Kartiergebiet | | 2. 025/33 |
| ■ D_3 -Faltenachsendurchschnitt regional (Daten S. Schefer) | | 3. 256/44 |
| ■ D_3 -Faltenachsendurchschnitt Kopaonik-Kartiergebiet | | |

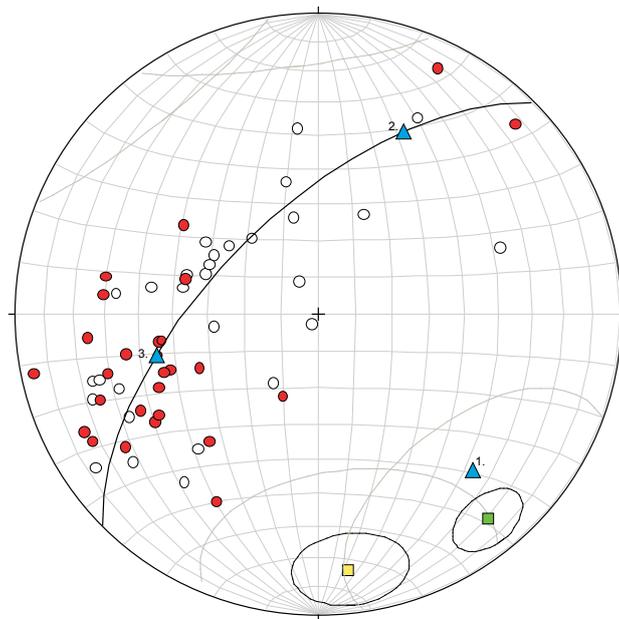


Abb. 5.19

Stereoplot der Pole der gemessenen D_2 -Faltenachsebenen am Kopaonik (rot) und im gesamten Gebiet (weiss) sowie die berechneten Eigenvektoren der Achsenebenenverteilung und die Durchschnitte der gemessenen D_3 -Faltenachsen. Die regional gemessenen D_3 -Faltenachsen stimmen gut mit dem berechneten Eigenvektor überein, während die D_3 -Faltenachsen am Kopaonik eine etwas andere Orientierung aufweisen, was ein lokales Phänomen ist.

5.3 Strukturelles Modell der Kopaonik-Ostflanke

Anhand der Kartierung und der gesammelten Strukturdaten wurden eine tektonische Karte des Arbeitsgebietes und ein geologisches Profil erstellt (Abb. 5.20 & 5.21). Diese sollen einen schematischen Überblick über den strukturellen Aufbau der Kopaonik-Ostflanke bieten. Die Karte zeigt ein generelles N-S- bis NW-SE-Streichen und NE- bis SE-Einfallen der kartierten Einheiten. Die D_2 -Faltenachsenebenen-Spuren konnten anhand von Vergenzen kartiert werden. Die D_3 -Faltenachsenebenen-Spuren ergeben sich hingegen erst aus dem Kartenbild. Durch das lokale axiale Einfallen der D_2 - und D_3 -Falten, zeigen sich aus dem Verschnitt der lithologischen Grenzen mit der Topographie die D_2 - und D_3 -Falten im Kartenbild. Im westlichen Bereich des Gebiets erkennt man mehrere D_2 -Faltenverschnitte, im östlichen Bereich den Verschnitt einer grossen D_3 -Antiklinale. Zur Konstruktion des geologischen Profils wurden alle Strukturdaten und die Eindrücke der Feldbegehung zu einem strukturellen Modell kombiniert. Die D_2 -Falten wurden anhand der kartierten Faltenachsenebenen konstruiert und für das Gebiet als einheitlich angenommen. Ihr Erscheinungsbild wurde entsprechend für das gesamte Profil übernommen. Die D_3 -Falten entsprechen den Grossestrukturen, wie sie aufgrund der Beobachtungen angenommen werden. Parasitärstrukturen und Strukturen der vierten Deformationsphase sind im Profil keine dargestellt. Es ist anzunehmen, dass der strukturelle Aufbau des Gebiets aufgrund der polyphasen Deformation in Wahrheit komplexer ist als im Profil dargestellt. Die markanten Aspekte des Profils sind die zwei Deformationsphasen D_2 und D_3 . Der Transekt zeigt den Ostschenkel der Kopaonik-Antiform, die zur Bildung des Kopaonik-Fensters geführt hat. Die gezeichnete Tiefe der Intrusion wurde aufgrund der unterschiedlich starken Kontaktmetamorphose abgeschätzt.

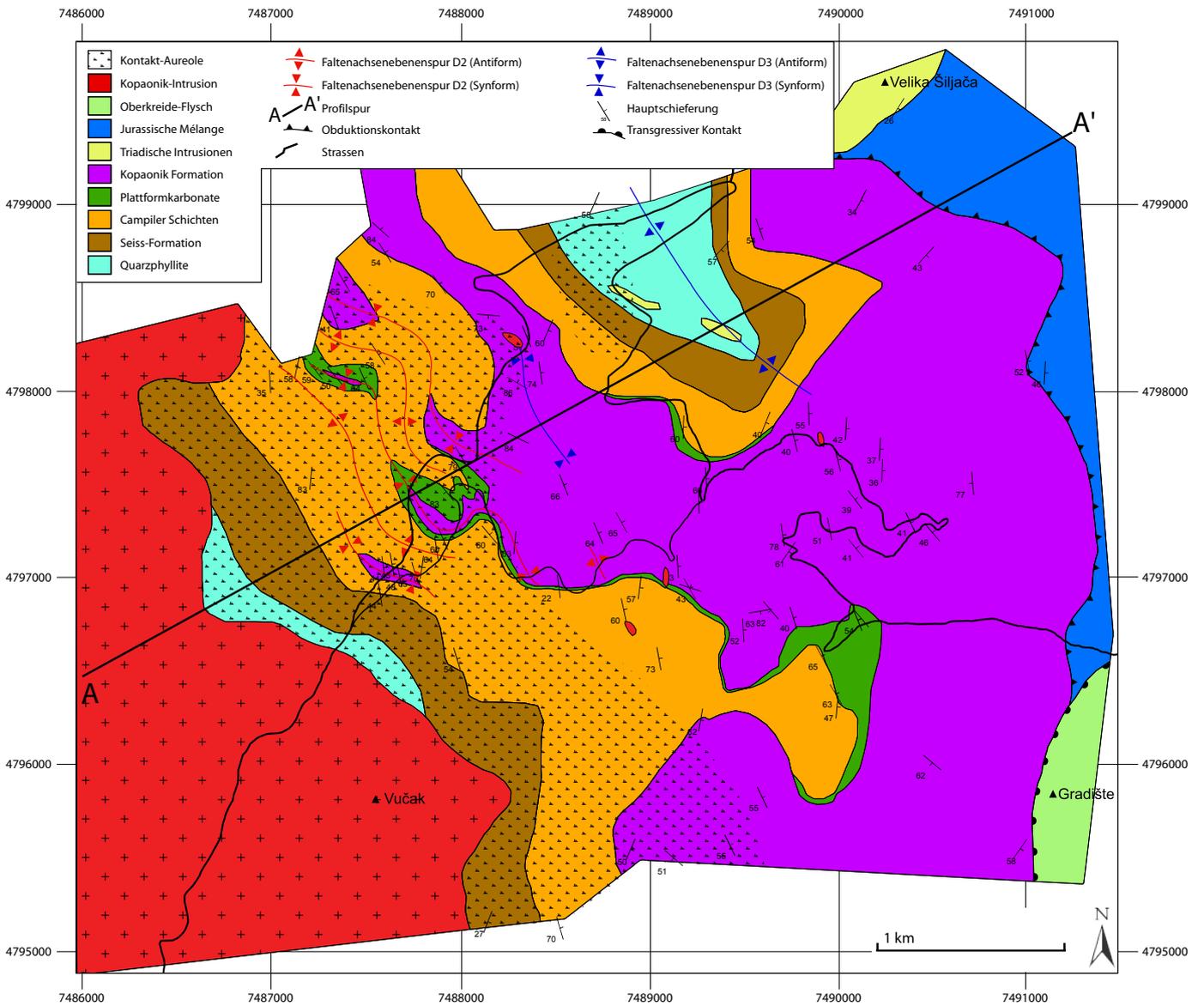


Abb. 5.20
 Strukturgeologische Karte des Arbeitsgebietes. Erläuterungen im Text, Lithologische Beschreibung siehe Kapitel 3.

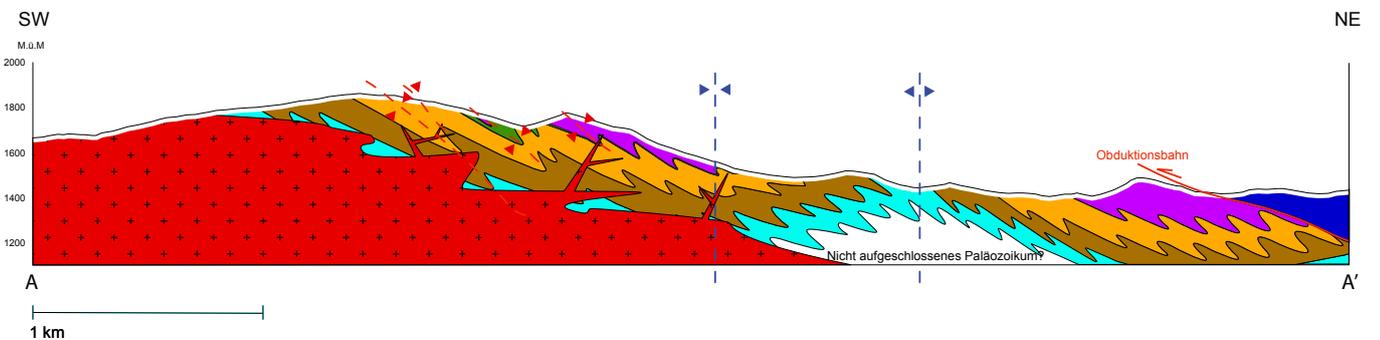


Abb. 5.21
 Geologisches Profil durch das Kartiergebiet. Die Profilsur und die Faltenachsebenen sind in Abbildung 5.20 eingezeichnet. Die eingezeichneten D_2 -Faltenachsebenen entsprechen den kartierten Faltenachsebenen, die D_3 -Faltenachsebenen sind interpretierte Faltenachsebenen. Es gilt die Legende von Abbildung 5.20. Das Profil mit Masstab 1:10'000 befindet sich auch in Beilage B.

- D₂:** Die zweite Deformationsphase lässt sich nicht definitiv einem tektonischen Ereignis zuschreiben. Wegen der grossen Streuung der D₁-Lineare lässt sich sagen, dass D₁ und D₂ zwei getrennte Ereignisse gewesen sind und es sich nicht um progressive Deformation handelt (vgl. Abschnitt 5.2). Zeitlich lässt sich D₂ insofern eingrenzen, dass dieses Ereignis nach der ersten Deformationsphase im obersten Jura, jedoch vor der Sedimentation des *Senon Flyschs* (Dimitrijević 1997, vgl. Kapitel 3) stattgefunden haben muss, da dieser keine D₂-Deformation aufweist. Aus Bosnien kennt man unterkretazische Metamorphosealter, welche Hinweise auf ein tektonisches Ereignis während dieser Zeit geben (Milovanović et al. 1995). D₂ könnte ein analoges Unterkreide-Ereignis darstellen.
- D₃:** D₃ beschreibt die endgültige Kollision der adriatischen mit der europäischen Platte. Diese jetzt ungefähr E-W gerichtete Kompression bewirkt eine im Kartenmassstab nachvollziehbare, aufrechte Faltung und erfasst alle Gesteine und präexistenten Strukturen. Da die D₃-Falten den *Senonen Flysch* erfassen, jedoch von Apophysen der oligozänen Kopaonik-Intrusion (Schefer in prep.) durchschlagen werden, lässt sich D₃ zeitlich grob eingrenzen in den Zeitintervall oberste Kreide bis Oligozän. Gleichzeitig mit dieser dritten Deformationsphase fand die als dinarische Phase bekannte, westwärts orientierte Deckenstapelung statt, welche die heutigen Dinariden formte und auch die Kopaonik-Decke auf das Drina-Ivanjica-Element überschob (Schmid et al. 2008).
- D₄:** Anhand der momentanen Resultate kann man über die vierte Deformationsphase lediglich spekulieren. Die subhorizontalen Achsenebenen zeigen deutlich Extensionstektonik an. Diese zeigt sich im Arbeitsgebiet in Form von "Kollapsfalten", in der näheren Umgebung in Form von Abschiebungen (vgl. Abschnitt 5.1). Sie steht eventuell in Zusammenhang mit der oligozänen bis miozänen Beckenbildung in der Region, welche ihrerseits zeitlich mit der Bildung des pannonischen Beckens zusammenfällt (Stevanović 1973 & Dimitrijević 1997). Es ist anzunehmen, dass die Kopaonik-Intrusion in diesem extensiven Regime intrudiert oder durch dieses exhumiert wird.

6. Metamorphose

Die Gesteine in der Kopaonik-Region weisen nebst den Deformationen auch metamorphe Überprägungen auf. Es lassen sich bereits im Feld zwei unterschiedliche Arten von Metamorphosen unterscheiden. Man findet zum einen in der Nähe der Kopaonik-Intrusion eine Kontaktmetamorphose und zum anderen in einiger Entfernung zur Intrusion eine regionale Metamorphose. Das folgende Kapitel beschreibt und unterscheidet diese zwei im Arbeitsgebiet auftretenden Metamorphosen. Mit Durchlichtmikroskopie wurde die Petrologie der Gesteine bestimmt, anhand welcher die Metamorphosebedingungen untersucht und beschrieben wurden.

6.1 Regionalmetamorphose

Um die Regionalmetamorphose zu untersuchen, muss man die Gesteine betrachten, welche in möglichst grosser Distanz zur Intrusion liegen, um keinen Einfluss der Kontaktmetamorphose zu haben. Im Kartiergebiet ist dies nur im westlichen Bereich in den Gesteinen der Kopaonik-Formation möglich, wobei auch dort eine leichte Hitzeüberprägung nicht ausgeschlossen werden kann.

Regional tritt eine niedriggradige Metamorphose mit niedrigen Drucken und niedriger Temperatur auf. Diese zeigt sich im Feld vor allem durch eine leichte Marmorisierung der Kalksteine, die im ganzen Gebiet zu finden ist (Abb. 6.1). Die Regionalmetamorphose steht wahrscheinlich im Zusammenhang mit der ersten Deformationsphase während der jurassischen Obduktion, da prograde, metamorphe Minerale in der Hauptfoliation sprossen und diese durch D_2 und D_3 verfaltet wird (vgl. Kapitel 5). Metamorphe Minerale finden sich im Dünnschliff nur sehr wenige. Man erkennt in den pelithaltigen Lagen Chlorit, Biotit und Hellglimmer, die parallel zur Schieferung S_1 liegen (Abb. 6.2 & Kapitel 3, Abb. 3.22). Die Paragenese von Biotit, Chlorit, Hellglimmer, Kalzit und Quarz liegt in der Biotit-Zone (Barrow 1912) und entstand somit unter grünschiefer-faziellen Metamorphosebedingungen (Abb. 6.3, Bucher & Frey 1994). Biotit wächst auf Kosten von Kalifeldspat und Chlorit je nach Chemismus schon bei Temperaturen unter 400°C , Biotit und Chlorit koexistieren jedoch



Abb. 6.1

Kopaonik-Formation ohne kontaktmetamorphe Überprägung. Leicht marmorisierte Kalziturbidite wechsellagern mit pelitreichen Lagen.

höchstens bis ungefähr 450°C (Bucher & Frey 1994). Da die Regionalmetamorphose wahrscheinlich während der Obduktion stattgefunden hat, wird als Überlast eine ozeanischen Kruste von ungefähr 7 km Mächtigkeit angenommen. Das würde Metamorphosedrucke von etwa 2-3 Kilobar ergeben. Diese Einschätzung der Regionalmetamorphose entspricht in etwa jener von Sudar und Kovačs (2006). Sudar und Kovačs (2006) bestimmten anhand des CAI (Colour Alteration Index) an Conodonten ebenfalls grünschieferfazielle Metamorphosebedingungen mit Temperaturen zwischen 400 und 500°C und Drucken von 3 Kilobar.

Obwohl die D₂- und die D₃-Strukturen ebenfalls durch duktile Deformation und somit bei Temperaturen von mindestens der Rekristallisationstemperatur von Quarz (ungefähr 300°C) entstanden sind, findet man keinen Nachweis, dass sich während diesen Ereignissen Minerale neu gebildet haben.

Abb. 6.2

Dünnschliffbild der Kopaonik-Formation am unteren Teil der Strasse Brzece-Kopaonik. Das Gestein besteht zum Grössten Teil aus Kalzit und Quarz. In der Schieferung S₁ ist während der ersten Deformationsphase Biotit und Chlorit gesprosst.

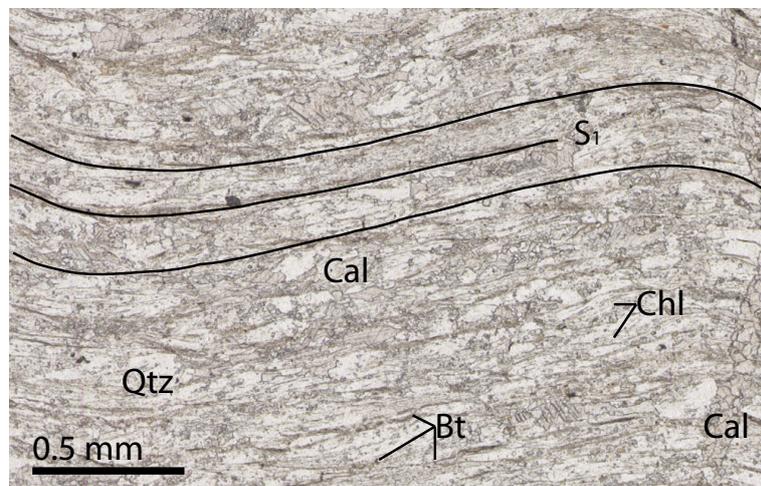
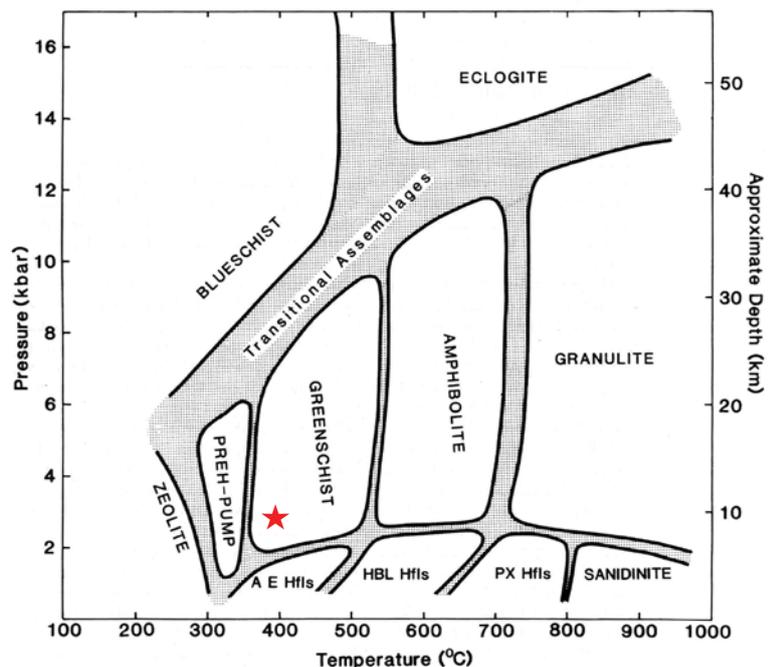


Abb. 6.3

P-T-Diagramm mit eingezeichneten Metamorphose-Fazien. Die Regionalmetamorphose liegt in der unteren Grünschiefer-Fazies, es ist aber nicht möglich die P-T-Bedingungen exakt zu bestimmen. Nach Yardley (1989).



★ Regionalmetamorphose

6.2 Kontaktmetamorphose

Die Kontaktmetamorphose ist vor allem in unmittelbarer Nähe zur Intrusion sehr auffällig. Besonders die zu Kalksilikaten umgewandelten Gesteine der Campiler-Schichten und der Kopaonik-Formation zeigen deutlich eine Hoch-Temperatur Überprägung an. Für die folgenden Überlegungen wird die Intrusion als typisch granitoid mit einer hypothetischen Intrusionstiefe von ungefähr 7 Kilometer angenommen, was einem isostatischen Druck von ungefähr 2 Kilobar entspricht. Die Temperatur am unmittelbaren Kontakt der Intrusion zum Umgebungsgestein sollte unter diesen Bedingungen 600-700°C entsprechen (Bucher & Frey 1994).

6.2.1 Kalksilikate

Ein Grossteil der Gesteine im Arbeitsgebiet sind von der Hitzüberprägung durch die Kopaonik-Intrusion beeinflusst. Am auffälligsten sind jedoch die Kalksilikate, die an der Strasse und am Fussweg ungefähr 500 m östlich der kartierten Grenze Pluton-Sedimente aufgeschlossen sind. Dies sind, wie in Kapitel 3 beschrieben, bunt gebankte Sedimente mit grünen, weissen, roten und schwarzen Lagen (Abb. 6.4a).

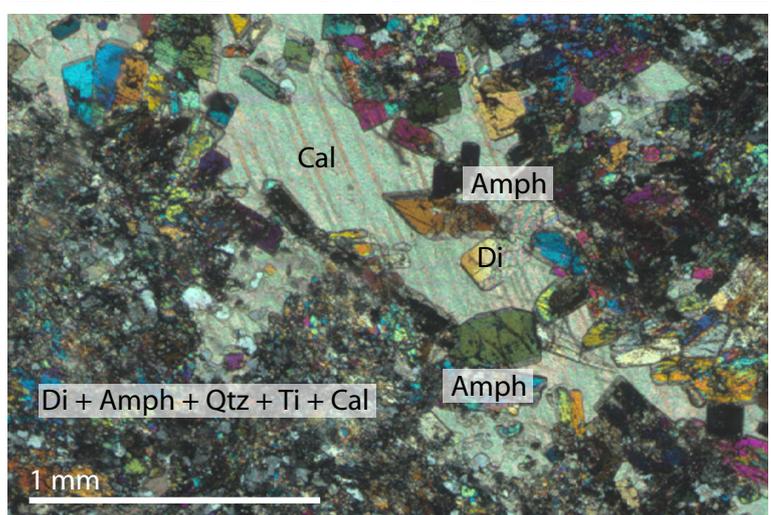
Abb. 6.4a

Kalksilikatfels in ungefähr 500 m Entfernung zur Intrusion. Typisch sind die farblichen Unterschiede zwischen den einzelnen Lagen. Münze 2 cm.



Abb. 6.4b

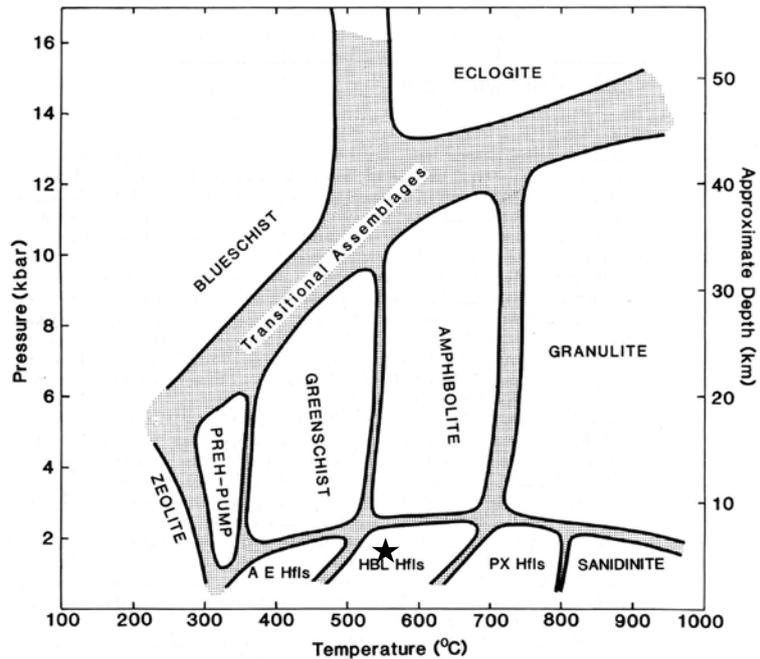
Dünnschliffbild der kontaktmetamorphen Kopaonik-Formation. Das Gestein besteht hauptsächlich aus Kalzit und Tremolit- bis Aktinolith-reichem Amphibol. In den feinkörnigen Bereichen finden sich zusätzlich Diopsid, Quarz und Titanit. Foto mit gekreuzten Polarisatoren.



Die am stärksten kontaktmetamorphen Einheiten der Campiler-Schichten und der Kopaonik-Formation zeigen eine typische Kalksilikat-Mineralvergesellschaftung: Man findet im Dünnschliff Diopsid, Tremolit-Aktinolith, grün-braune Hornblende, Granat, Biotit, Dolomit und Kalzit sowie akzessorischen Titanit (Abb. 6.4b & Kapitel 3, Abb. 3.23). Die Metamorphosebedingungen liegen aufgrund dieser Paragenesen in der Hornblende-Hornfels-Fazies (Abb. 6.5, Yardley 1989).

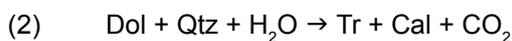
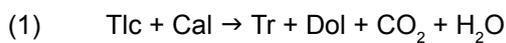
Abb. 6.5

P-T-Diagramm mit eingezeichneten Metamorphose-Fazien. Die Kontaktmetamorphose hat ihr Maximum in der Hornblende-Hornfels-Fazies. Nach Yardley (1989).



★ Kontaktmetamorphose

Kalksilikate entstehen durch hydrothermale Überprägung während der Kontaktmetamorphose. Die Reaktion für ein Gestein, welches hauptsächlich aus Kalzit, Quarz und Dolomit besteht, lautet bei ansteigender Temperatur folgendermassen (nach Spear 1993, Bucher & Frey 1994):



In einem ersten Schritt sprossen Kalzit und Tremolit auf Kosten von Dolomit, Quarz und unter niedriger Temperatur gesprossstem Talk (Reaktionen 1 & 2). Stimmt der Chemismus lokal sehr gut, bilden sich bis mehrere Zentimeter mächtige, reine Tremolitlagen aus (Abb. 6.6a & 6.6b)

Bei weiter ansteigender Temperatur sprosst in dieser Mineralvergesellschaftung zusätzlich Diopsid (Reaktion 3).

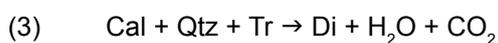


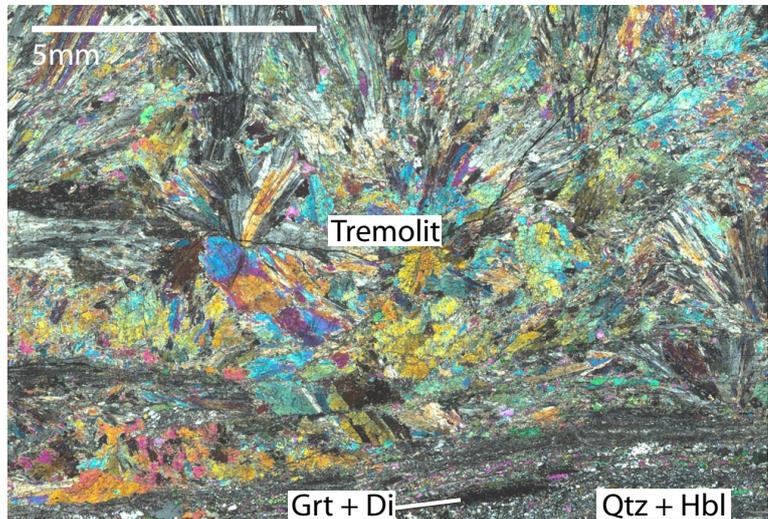
Abb. 6.6a

Strahlig gewachsene Tremolitrosetten auf der Schieferungsfläche einer reinen Tremolitlage. Münze 2 cm.



Abb. 6.6b

Dünnschliffbild einer Tremolit-dominierten Partie der Kalksilikate. Der grösste Teil des Bildes wird von Tremolit eingenommen. Nur der untere Bereich enthält Granatlagen mit Diopsid-Einschlüssen, sowie Quarz, Hornblende und Feldspäte. Foto mit gekreuzten Polarisatoren.



Tremolit tritt in Quarz- und Kalzit-dominierten Gesteinen in einem relativ engen Temperaturfenster von ungefähr 80°C auf, dessen Maximum bei etwa 540°C ist (Bucher & Frey 1994). Wird bei Reaktion (3) aller Quarz aufgebraucht, so koexistieren Tremolit und Diopsid. Da die bis ungefähr 1 km vom kartierten Rand des Plutons vorhandenen Kalksilikate meist Tremolit und Diopsid gleichzeitig enthalten, kann man eine Metamorphosetemperatur von etwas über 500°C annehmen. In ungefähr 2 km Entfernung zum kartierten Rand des Plutons tritt kein Diopsid, aber weiterhin viel Tremolit auf. Dies zeigt leicht tiefere Metamorphosetemperaturen an. Da jedoch in solcher Entfernung die Temperaturüberprägung noch immer so stark ist, ist anzunehmen, dass der Pluton nicht sehr tief unter diesen Gesteinen zu liegen kommt. In den untersuchten Gesteinen sind die Minerale meist lagenartig angeordnet, was durch die unregelmässige Zusammensetzung des Protoliths bedingt ist. Die dadurch bedingten lokalen Unterschiede in der Gesteinschemie begünstigen das Koexistieren diverser Mineralphasen, die bei homogenem Gesteinschemismus bei unterschiedlichen Temperaturen vorkommen. Biotit und Granat entstanden in diesen Gesteinen ebenfalls hydrothermal aus den pelitischen Anteilen des Protoliths bei Temperaturen über 500°C (Bucher & Frey 1994). Die Mergellagen der Kopaonik-Formation wurden durch die Hitze zu Hornstein umgewandelt. Die reinen Marmorlagen und die Plattformkarbonate sind stark marmorisiert und zeigen maximale Korngrössen von mehreren Millimeter.

6.2.2 Karbonatfreie Gesteine

Andalusitschiefer

Ein spezielles Gestein, welches nur lokal auftritt ist ein Andalusitschiefer (Abb. 6.7a). Der Protolith dieses Gesteins ist die als Quarzphyllit kartierte Einheit. Bei dem Aufschluss DE06-18 im Norden des Kartiergebiets tritt der Andalusitschiefer rund um einen granitoiden Gang der Kopaonik-Intrusion auf. Es handelt sich um ein dunkelbraun bis schwarzes, stark geschiefertes Gestein mit mehreren Millimeter grossen Andalusit-Mineralen, welche eine penetrative Schieferung überwachsen (Abb. 6.7b). Nebst Andalusit findet man im Dünnschliff grosse Anteile an Biotit, Quarz und Hellglimmer, sowie Graphit als Einschlüsse im Andalusit (Abb. 6.7b). Damit Andalusit und Biotit gemeinsam stabil vorhanden sind, muss die Metamorphosetemperatur bei ungefähr 450°C gelegen haben (Spear & Cheney 1989). Der Andalusitschiefer ist über mehr als 100 m² aufgeschlossen, obwohl die Distanz zur Kartierten Intrusionsgrenze ungefähr 3 Kilometer beträgt. Da die Hitze eines Ganges für eine so grossräumige Überprägung nicht ausreicht, muss an dieser Stelle der Pluton relativ nahe unter der Oberfläche liegen. Das Vorkommen von Andalusit beschränkt den Druck auf maximal ca. 3.8 kBar bei 450°C.

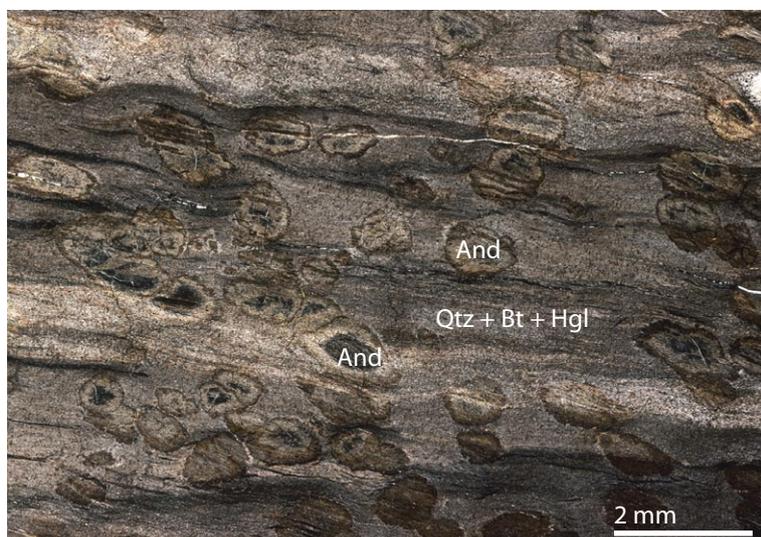
Abb. 6.7a

Andalusitschiefer im Aufschluss. Das Gestein ist sehr dunkel und stark geschiefert, mit Millimeter grossen Andalusitmineralen. Münze 2 cm.



Abb. 6.7b

Dünnschliffbild des Andalusitschiefers. Man sieht wie die grossen Andalusitminerale die präexistente Schieferung überwachsen. Der Grossteil des Gesteins besteht aus sehr feinkörnigem Quarz, Biotit und Hellglimmer.

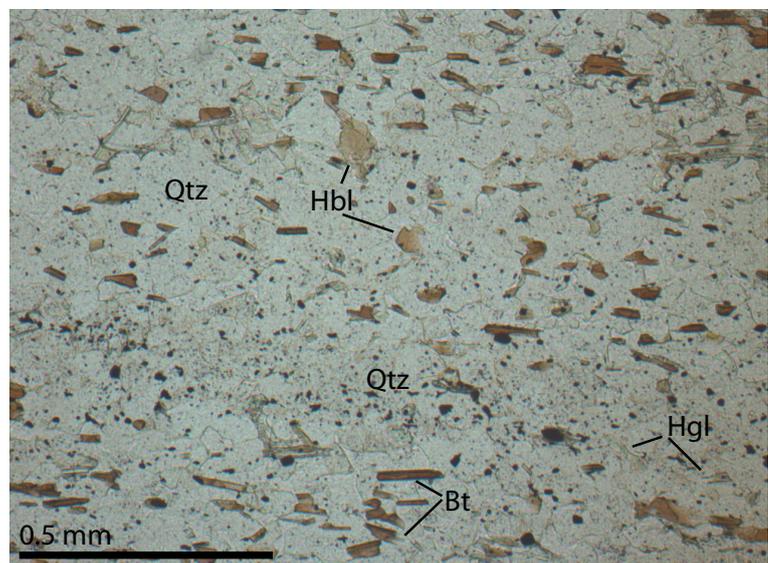


Metasandsteine

Die Sandsteine der Seiss-Formation liegen zum Teil sehr nahe an der Intrusion und wurden deshalb ebenfalls kontaktmetamorph überprägt (vgl. Kapitel 3 & 4). Der Hauptbestandteil des Gesteins ist auch im Bereich der Kontaktmetamorphose Quarz. Der Seiss-Sandstein ist nicht rein quarzitisches, sondern enthält kleine Mengen an pelitischem Material. Dieses pelitische Material wurde metamorph zu Biotit, Hellglimmer, Granat und grün-braunem Amphibol umgewandelt (Abb. 6.8). Einige Biotitnadeln zeigen eine Vorzugsrichtung und bilden eine Foliation aus. Dies lässt darauf schließen, dass der Biotit bereits während der Regionalmetamorphose dynamisch spross.

Abb. 6.8

Die kontaktmetamorphen Gesteine der Seiss-Formation beinhalten neben Quarz auch Biotit und Hellglimmer sowie braune Hornblende und Granat. Die Biotitnadeln zeigen zum Teil eine Einregelung parallel zur Hauptfoliation.



7. Diskussion und Interpretation

Das folgende Kapitel fasst die Resultate der vorangegangenen Kapitel zusammen und versucht sie in einen Zusammenhang zu stellen, um die Entwicklungsgeschichte der Kopaonik-Region in einem regionalen Kontext zu beschreiben. Die in dieser Arbeit behandelten Aspekte der geologischen Entwicklung der Kopaonik-Region beschreiben zwei wichtige Entwicklungsstadien. Diese sind zum einen die Ausbildung der Stratigraphie zwischen dem obersten Paläozoikum und dem mittleren Jura sowie die anschließende vierphasige Deformationsgeschichte.

7.1 Stratigraphische Entwicklung des Arbeitsgebietes

In der Kopaonik-Region ist eine wahrscheinlich kontinuierliche, aber eventuell lückenhafte Stratigraphie von Gesteinen des obersten Paläozoikums bis zu Einheiten des unteren Jura aufgeschlossen (Abb. 7.1). Die stratigraphische Entwicklung des adriatischen Kontinentalrandes ist mit einer marinen Transgression verbunden. Die terrigenen Sedimente des obersten Paläozoikums und der untersten Trias (Quarzphyllite und Seiss-Formation) werden überflutet, wodurch zuerst eine flachmarine Fazies entsteht (Campiler-Schichten). Es folgt die Ausbildung einer Karbonatplattform (Gutenstein- und Steinalmkalke). Nach deren Zusammenbruch werden am Plattformrand Kalziturbidite (Kopaonik-Formation) geschüttet. Dann werden pelagische Kalke und tiefmarine Einheiten (Radiolarit) abgelagert.

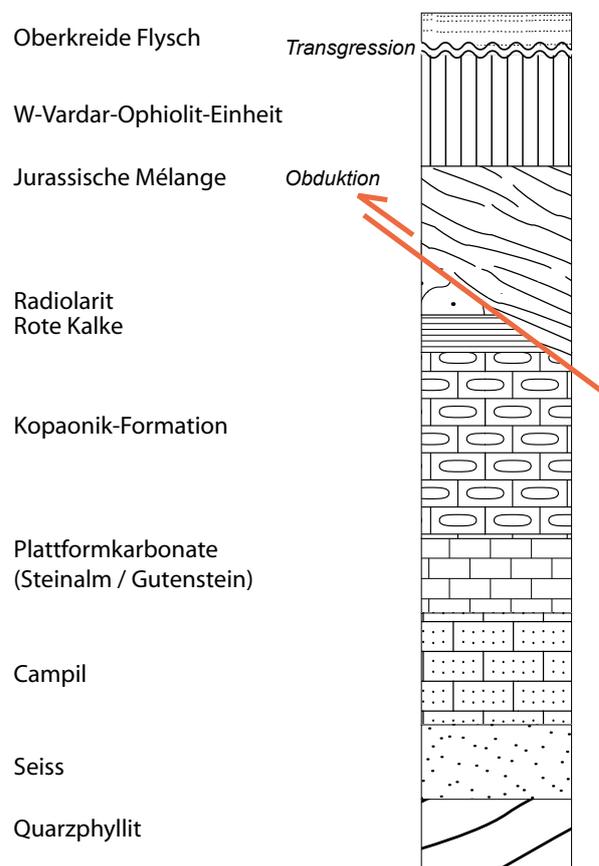


Abb. 7.1

Vereinfachte stratigraphische Kolonne des Arbeitsgebietes. Die kontinuierliche Sedimentation reicht bis in den unteren Jura, wo sie durch die Obduktion beendet wird. Die Mélange liegt auf unterschiedlich tiefen Einheiten, da während der Obduktion nicht überall gleich tief akretiert wurde. Der Oberkreide-Flysch folgt diskordant über der Ophiolith-Einheit, liegt aber lokal auch auf der Kopaonik-Formation.

Diese Stratigraphie wird bei der Obduktion im obersten Jura von der West-Vardar-Ophiolith-Decke überfahren, wobei sich eine tektonische Mélange ausbildet, welche Material der Unterplatte wie auch Material der Oberplatte inkorporiert. Die Tiefenwirkung der Obduktion ist nicht überall gleich, was bedeutet, dass die Mélange am Kopaonik direkt auf die Kopaonik-Formation, in Studenica hingegen auf die Radiolarite zu liegen kommt.

Auf die Ophiolith-Einheit, lokal aber auch auf die darunterliegende Kopaonik-Formation, transgrediert ein Oberkreide-Flysch (Senoner Flysch, Dimitrijević 1997), der ophiolithisches Material und auch sedimentäres Material der Unterplatte aufarbeitet. Dies bedeutet, dass in der unteren Kreide starke Erosion stattgefunden haben muss, welche an einigen Stellen die gesamte Ophiolith-Decke erodiert hat.

7.2 Tekonische Entwicklung des Arbeitsgebietes

Es lassen sich im Arbeitsgebiet vier Deformationsphasen unterscheiden:

D₁ findet wahrscheinlich während der NW-vergente Obduktion der West-Vardar Ophiolith-Einheit auf adriatischen Schelf statt. Diese beginnt mit einer intra-ozeanischen Subduktion in der Neotethys, bei welcher der Meliata-Maliac-Ozean unter die zukünftige West-Vardar-Ophiolithe subduziert wurde (Schmid et al. 2008). Bei dieser ersten Deformationsphase werden die Sedimente des adriatischen Kontinentalrandes penetrativ geschiefert und grünschieferfaziell metamorph überprägt. Die Schieferung, die dabei ausgebildet wird, ist parallel zur primären sedimentären Stoffbänderung und die Schichtmächtigkeiten werden aufgrund der intensiven Scherung stark reduziert, in den hauptsächlich kalzitischen Einheiten bis auf einen Fünftel der ursprünglichen Mächtigkeit.

D₂ ist für den strukturellen Aufbau des Arbeitsgebietes sehr wichtig. Die intensive, enge bis isoklinale Faltung im 10er- bis 100er-Meter Massstab führt zu Wiederholungen der Stratigraphie und zu unregelmässigen Mächtigkeiten der Einheiten. Die zweite Deformationsphase altersmässig einzustufen und definitiv einem bestimmten tektonischen Ereignis zuzuordnen ist anhand der vorliegenden Ergebnisse nicht möglich. Aus anderen Gebieten der Dinariden kennt man unterkretazische Metamorphosealter, welche ein tektonisches Ereignis während dieser Zeit nachweisen (Milovanović et al. 1995). Es ist möglich, dass die D₂-Strukturen am Kopaonik während einem dazu analogen Unterkreide-Ereignis entstanden sind.

D₃ bildet die Grossstrukturen aus, welche das heutige Erscheinungsbild des Kopaonik prägen. Parasitärstrukturen im Meter- bis 10er-Metermassstab geben Hinweise auf die D₃ Grossstrukturen, welche erst im Kartenbild ersichtlich werden. Die aufrechten, offenen D₃-Chevron-Falten entstanden vermutlich bei der Kollision der adriatischen mit der europäischen Platte und nach der Schliessung des Vardar-Ozeans während der dinarischen Phase (Schmid et al. 2008).

D_4 bildet Kollapsfalten aus, welche typisch sind für Dehnungstektonik. Diese offenen Falten mit subhorizontalen Faltenachsebenen sind nur in der näheren Umgebung der Kopaonik-Intrusion vorhanden. Diese Dehnungstektonik fällt wahrscheinlich zusammen mit der mio- bis pliozänen Beckenbildung, welche ihrerseits in Zusammenhang mit der Bildung des pannonischen Beckens steht (Dimitrijević 1997).

7.3 Einbettung in den regionalen geodynamischen Kontext

Paläozoikum - mittlerer Jura

Die Öffnung des Meliata-Maliac-Ozeans in der westlichen Neotethys führt am adriatischen Kontinentalrand zu Subsidenz und Ablagerung einer Abfolge von terrigenen bis tiefmarinen Sedimenten.

Obduktion (Toarcien – untere Kreide)

Rekonstruktionen anhand der Metamorphosealter der metamorphen Sohle ergeben einen Beginn der intra-ozeanischen Subduktion in der Neotethys vor ungefähr 179 Ma. Die Radiolarienalter lassen vermuten, dass die Obduktion bis in die untere Kreide gedauert hat (Schmid et al. 2008). Dabei wurde die zukünftigen West-Vardar Ophiolith-Einheit ungefähr nach NW auf den adriatischen Kontinentalrand obduziert.

Sava-Subduktion und Ablagerung des Oberkreide-Flyschs (Unter- bis Oberkreide)

Nach der Obduktion fand eine intensive Deformation statt, welche lokal als D_2 bezeichnet wird. Diese geht vermutlich mit einer Unterkreide-Tektonik und Metamorphose einher, die in anderen Bereichen der Dinariden nachgewiesen ist (Milovanović et al. 1995). Es ist anzunehmen, dass gleichzeitig eine Gebirgsbildung stattgefunden hat, welche zu starker Erosion und der Ablagerung des Oberkreide-Flyschs führte. In der oberen Unterkreide bildet sich die intra-ozeanische Subduktion an der Sava-Sutur (Pamić 2002), welche die West-Vardar-Einheit unter den Ost-Vardar subduziert. Getrennt werden diese beiden ozeanischen Domänen durch den Oberkreide-Flysch, der als sedimentäre Bedeckung des West-Vardars mitsubduziert wird. Dieses Deformationsereignis hat im Arbeitsgebiet keine Spuren hinterlassen, hat aber zur Verschieferung des Oberkreide-Flysches östlich des Arbeitsgebietes geführt.

Dinarische Phase (Unteres Paläogen)

Die lokale D_3 -Phase findet wahrscheinlich während der Kollision der adriatischen mit der europäischen Platte statt. Diese dinarische Phase ist die Gebirgsbildung, welche die heutigen Dinariden formte und zu einer west-vergente Deckenstapelung geführt hat.

Kopaonik-Intrusion und Dehnungstektonik (Oligozän bis Pliozän)

Die lokal vierte Deformation fällt wahrscheinlich zeitlich mit der mio- bis pliozänen Dehnungstektonik zusammen, die grossräumig Beckenbildungen wie zum Beispiel das pannonische Becken verursacht

hat. Die Kopaonik-Intrusion, die auf 32 Ma datiert wurde (Schefer in prep.) intrudierte enetuell in diesem extensiven Regime oder ging der Extension voran, falls diese wirklich erst im Miozän stattfand.

8. Literaturverzeichnis

- Aubouin, J. 1973: Des tectoniques superposées et de leur signification par rapport aux modèles géophysiques: l'exemple des Dinarides; paléotectonique, tectonique, tarditectonique, neotectonique. Bulletin de la Société Géologique de France 15/5–6, 426–460.
- Barrow, G., 1912: On the geology of lower Dee-side and the southern highland border. Proceedings of the Geologists' Association 23, 274–290.
- Bingham, C., 1964: Distributions on the sphere and on the projective plane. PhD thesis, Yale University.
- Bucher, K. & Frey, M., 2002: Petrogenesis of Metamorphic Rocks. Springer-Verlag, Berlin
- Ćirić B., 1956: Einige Beobachtungen an der Diabas-Hornsteinformation der Dinariden. Vesnik. Zav. geol. geofiz. Istraž., A, 11, 73-84, Beograd (in Serbisch mit deutscher Zusammenfassung).
- Dimitrijević, M.D. 1995: The Kopaonik Block – ist Position in the Vardar Zone. In: Geology and Metallogeny of Kopaonik Mt., Symposium, Kopaonik-Beograd, 33-40. (in Serbisch mit englischer Zusammenfassung).
- Dimitrijević, M.D. 1997: Geology of Yugoslavia. Geological Institute GEMINI Special Publication, Belgrade.
- Dimitrijević, M.N., Dimitrijević M.D. 1991: Triassic carbonate platform of the Drina-Ivanjica element (Dinarides). Acta Geologica Hungarica 34, 15–44.
- Gawlick, H.-J. & Frisch, W. 2003: The Middle to late Jurassic carbonate clastic radiolaritic flysch sediments in the Northern Calcareous Alps: sedimentology, basin evolution, and tectonics – an overview. Neues Jahrbuch Geologisch- Paläontologische Abhandlungen 230, 163–213.
- Gočanin M., 1933: Geologische Untersuchung im Gebirge Goč. Annales Géologiques de la Péninsule Balkanique 11/2. 161-177, Beograd (in Serbisch mit deutscher Zusammenfassung).
- Grubić, A., Đoković, I. & Marović, M. 1995: Tectonic outline of the Kopaonik area (in Serbian, English abstract). In: Symposium "Geology and Metallogeny of Kopaonik Mt.", June 19–22 1995, 46–53.
- Karamata, S. 1995: The Kopaonik Block, its position and genesis. In: Geology and Metallogeny of Kopaonik Mt., Symposium, Kopaonik-Beograd, 41-45. (in Serbisch mit englischer Zusammenfassung).
- Karamata, S. 2006: The geological development of the Balkan Peninsula related to the approach, collision and compression of Gondwana and Eurasian units. In: Robertson, A.H.F. & Mountrakis,

- D. (Eds.): Tectonic Development of the Eastern Mediterranean Region. Geological Society London Special Publications 260, 155–178.
- Karamata, S., Delaloye, M., Lovrić, A., Knežević, V., 1992: Two genetic groups of Tertiary granitic rocks of Central and Western Serbia. *Annales Géologiques de la Péninsule Balkanique* 56/1, 263-283.
- Karamata, S., Olujić, J., Protić, L., Milovanović, D., Vujnović, L., Popević, A., Memović, E., Radovanović, Z. & Resimić-Sarić, K., 2000a: The western belt of the Vardar Zone – the remnant of a marginal sea. In: Karamata, S. & Janković, S. (Eds.): International Symposium Geology and Metallogeny of the Dinarides and the Vardar zone, Academy of Sciences & Arts Republic of Srpska Vol. 1, Banja Luka, Sarajevo, 131–135.
- Kossmat, F., 1924: Geologie der zentralen Balkanhalbinsel, mit einer Übersicht des dinarischen Gebirgsbaus. In: Wilder J. (Ed.): Die Kriegsschauplätze 1914–1918 geologisch dargestellt. Verlag Gebrüder Bornträger, Berlin, 80-87.
- Oberhauser, R. [Ed.], 1980: Der geologische Aufbau Österreichs. Springer Verlag, Wien. 79-89.
- Mićić, I., Urošević D., Kandić, M., Klisić, M., Simić, D., 1972: Nalazak trijasko-konodontske faune u metamorfnom kompleksu Kopaoniku. *Zapisi Srpskog geološkog društva za 1968, 1969 i 1970. god.* (Zbor. 10.12.1968), 103-104, Beograd.
- Milovanović, D., Marchig, V. & Karamata, S. 1995: Petrology of crossite schists from Fruška Gora Mts. (Yugoslavia): Relic of a subducted slab of the Tethyan oceanic crust. *Journal of Geodynamics* 20/3, 289–304.
- Pamić, J., 2002: The Sava-Vardar Zone of the Dinarides and Hellenides versus the Vardar Ocean. *Eclogae geologicae Helveticae* 95, 99–113.
- Pamić, J., Gušić, I. & Jelaska, V. 1998: Geodynamic evolution of the Central Dinarides. *Tectonophysics* 297, 251–268.
- Ramsay, J.G. & Huber M.I., 1983 (2002): *The Techniques of Modern Structural Geology: Strain Analysis*. 6. Auflage. Academic Press, Elsevier Science, London.
- Săndulescu, M. 1984: *Geotectonica României (Geotectonics of Romania)*. Ed. Tehnică, Bucharest, 450 pp.
- Schmid, S.M., Bernoulli D., Fügenschuh B., Matenco L., Schefer S., Schuster R., Tischler M. & Ustaszewski K., 2008: The Alpine-Carpathian-Dinaridic orogenic system: correlation and evolution of tectonic units. *Swiss Journal of Geoscience*.

-
- Spear, F.S., 1993: *Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths*. Mineralogical Society of America, Washington, D. C.
- Spear, F.S. & Cheney, J.T., 1989: A petrogenetic grid for pelitic schists in the system SiO₂ - Al₂O₃ - FeO - MgO - K₂O - H₂O. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 101, 149-164.
- Stanley, S.M., 1999: *Earth System History*. W.H. Freeman and Company, New York.
- Stevanović, P., 1973: Tectonic Structure and History of Tertiary Basins in Yugoslavia. In: Mahel (ed.), *Tectonics of the Carpathian-Balkan Regions*, Bratislava.
- Sudar, M. 1986: Triassic microfossils and biostratigraphy of the Inner Dinarides between Gučevo and Ljubišnja Mts., Yugoslavia (in Serbian, English summary). *Annales Géologiques de la Péninsule Balkanique* 50, Beograd, 151–394.
- Sudar, M. & Kovács S. 2006: Metamorphosed and ductilely deformed conodonts from Triassic limestones situated between ophiolite complexes: Kopaonik Mountain (Serbia) and Bükk Mountains (NE Hungary) – a preliminary comparison. *Geologica Carpathica* 57, 157–176.
- Urošević M., Pavlović, Z., Klisić, M., Brković, T., Malešević, M. & Trifunović, S., 1964: Osnovna Geološka Karta SFRJ Vrnjci: Geologische Karten des ehemaligen Jugoslawien, Blatt Vrnjci, 1:100'000, Beograd, Savezni Geoloski Zavod. Erläuterungen: Urošević M., Pavlović, Z., Klisić, M., Malešević, M., Stefanović, M., Marković, O. & Trifunović, S., 1973.
- Urošević M., Pavlović, Z., Klisić, M., Brković, T., Malešević, M. & Trifunović, S., 1964: Osnovna Geološka Karta SFRJ Novi Pazar: Geologische Karten des ehemaligen Jugoslawien, Blatt Novi Pazar, 1:100'000, Beograd, Savezni Geoloski Zavod. Erläuterungen: Urošević M., Pavlović, Z., Klisić, M., Karamata, S., Stefanović, M., Marković, O. & Trifunović, S., 1973.
- Wallbrecher, E., 1986: *Tektonische und gefügeanalytische Arbeitsweisen*. Ferdinand Enke Verlag Stuttgart, Stuttgart.
- Wilson, G., 1933: The Geology, Petrology and Structure of the Brzeće area, Kopaonik Mt., Yugoslavia, with a Contribution to the Problem of Alpine Tectonics. *Annales Géologiques de la Péninsule Balkanique* 11/2, 1-53, Beograd.
- Yardley, B.W.D., 1989: *An Introduction to Metamorphic Petrology*. Prentice Hall.

9. Appendix

9.1 Liste der Aufschlüsse, Strukturdaten und Handstücke

Aufschluss-Nr.	X-Koordinate	Y-Koordinate	S0/1a	S0/1w	AE2a	AE2w	AE3a	AE3w	AE4a	AE4w	FA2a	FA2w	FA3a	FA3w	FA4a	FA4w	Handstücke
2006																	
10	7489129	4795768	224	65	60	82					150	20					
11	7489075	4795843									208	30					DE 06 - 11
12	7489524	4796240	40	52							18	46					
13	7488282	4796384	98	56													
14	7485639	4791816															
15	7491383	4791658	119	53													
16	7479847	4791773															
17	7479847	4791922	322	58													
18	7487598	4797827															DE 06 - 18
19	7493548	4815473															
20	7494570	4812206															
22	7487183	4807971	210	68	68	66											
23	7485189	4808361	159	54													
24	7484030	4806906	24	30													
25	7479031	4802548	202	89													
26	7479403	4802106															
27	7489522	4795738															
28	7489129	4795768	68	54													
29	7488937	4795576	49	45													
30	7490432	4795585									173	39					
31	7489066	4795713															
32	7488786	4795780	96	56													
33	7488760	4796124	69	55													DE 06 - 33
34	7488730	4796220	6	90							100	14					
35	7488960	4796250	258	58													DE 06 - 35
36	7489409	4796289	65	41	55	66					164	23					
37	7489115	4796415	40	40													
38	7489022	4796622	80	62													
39	7488915	4796720															DE 06 - 39
40	7488324	4796520	079	65													DE 06 - 40
41	7488174	4796052	90	30													
42	7488234	4795947	18	32													
43	7487664	4795658															
44	7487928	4795735															DE 06 - 44.1-3
45	7488296	4795229	99	66													DE 06 - 45
46	7487888	4795824	64	55							354	36					
47	7485836	4795002															
53	7486597	4795902	76	46													
54	7486780	4796020	74	51							120	49					DE 06 - 54

Aufschluss-Nr.	X-Koordinate	Y-Koordinate	S0/1a	S0/1w	AE2a	AE2w	AE3a	AE3w	AE4a	AE4w	FA2a	FA2w	FA3a	FA3w	FA4a	FA4w	Handstücke
55	7486928	4796445	231	86							134	62					
56	7487174	4796228	50	60													
57	7489158	4800558	78	68	78	85					164	14					
58	7488947	4801229	305	65							166	20					
59	7488888	4801435															
60	7491227	4803534															
64	7486697	4796004	079	48			102	57			60	45					DE 06 - 64
65	7486818	4796046	098	70	78	54					125	43					DE 06 - 65
66	7486894	4796148	081	64					23	6					9		DE 06 - 66
67	7487393	4796010															
68	7487522	4795944	263	22									198	26			DE 06 - 68
69	7488286	4796396	098	70							130	48	177	17			
70	7488794	4796727	075	41													
72	7490029	4797149	077	64									204	4			
74	7488204	4796795	092	60									148	36			
76	7487373	4797284	222	80									152	58			DE 06 - 76.1-3
77	7487025	4796644	055	80													
78	7486659	4796067	060	42													
79	7486930	4796203	072	61													
80	7487983	4796431															
81	7487876	4796291	062	65													DE 06 - 80
82	7487753	4796234	065	64													
83	7487569	4796490	068	66													
84	7487311	4796179	058	78													
86	7487318	4797043	028	84	28	60					120	15					
87	7487324	4796745	026	84													
88	7486613	4796046	082	44													
90	7486510	4797062	078	50													
92	7488642	4796817	112	40													
94	7489726	4796480															
101	7487487	4797308	110	59	84	65	2	86			126	60	3	11			DE 06 - 101.1-2
102	7486353	4797077	046	64													
103	7486353	4797382	070	41													
104	7486402	4797581	068	65													
105	74865585	4797189															
106	7486884	4797423															DE 06 - 106
107	7487159	4797385	219	70	243	86					128	40					
108	7487447	4797087	081	74	226	80					150	41					
109	7488650	4796812	242	86							144	51					
110	7488603	4796803	260	62	85	84							358	1			
112	7487972	4795937	097	57	82	88											

Aufschluss-Nr.	X-Koordinate	Y-Koordinate	S0/1a	S0/1w	AE2a	AE2w	AE3a	AE3w	AE4a	AE4w	FA2a	FA2w	FA3a	FA3w	FA4a	FA4w	Handstücke
201	7461017	4803010			124	44					140	38					
202	7460624	4803293															
203	7461322	4802844															DE 07 - 03
204	7461712	4802453															
205	7463287	4814908															DE 07 - 05.1-5
206	7463332	4814690															DE 07 - 06.1-2
207	7487772	4796099															
208	7487772	4796099															DE 07 - 08
209	7486228	4796523	095	83													
210	7486153	4797113	102	58													
211	7486604	4797392															
212	7486548	4797069															
213	7485770	4797118															
214	7485599	4797408															
215	7486618	4797737	058	54													
216	7486907	4797566	055	70	060	74					128	44					
217	7486841	4797731															
218	7486594	4797859	042	84													
219	7486633	4797971			206	80											
220	7486702	4798196															
221	7486570	4798345	061	75	056	54					138	06					
221	7486570	4798345	058	50	040	46					132	16					
222	7486990	4797981															
223	7487537	4798024															
224	7487753	4798329															
225	7487830	4798024															
226	7487733	4797991	114	58													DE 07 - 25
227	7488372	4797685	136	60									135	48			DE 07 - 27.1-2
228	7488402	4797739	132	57			093	86					178	40			DE 07 - 28
229	7488507	4797842															
230	7460657	4803266	054	48													
230	7460657	4803266	056	49													
231	7460710	4803253	042	41													
232	7460865	4803127															
233	7461134	4802877	094	35													DE 07 - 33.1-3
233	7461134	4802877	104	41													DE 07 - 34
234	7461274	4802826															
235	7461082	4802949	124	30													
236	7461083	4806333															

Aufschluss-Nr.	X-Koordinate	Y-Koordinate	S0/1a	S0/1w	AE2a	AE2w	AE3a	AE3w	AE4a	AE4w	FA2a	FA2w	FA3a	FA3w	FA4a	FA4w	Handstücke
237	7489061	4796748															
238	7489247	4796678	082	35			076	89					153	16			
238	7489247	4796678	100	46													
238	7489247	4796678	096	31													
239	7489258	4796562	082	32													
239	7489258	4796562	102	39													
240	7489718	4796497	262	89			090	66					348	04			
240	7489718	4796497	267	65			113	84									
241	7489258	4797044															
242	7488870	4796869	092	60													
242	7488870	4796869	092	54													
242	7488870	4796869	083	50													
243	7488476	4796808															
244	7488551	4797001															DE 07 - 44.1-2
245	7488458	4797355															
246	7488290	4797575															DE 07 - 46
247	7488187	4796913					098	90					174	54			
247	7488187	4796913					094	90					172	59			
248	7487916	4797189															
249	7487767	4797294															
250	7487815	4797515															DE 07 - 49
251	7488078	4797801															DE 07 - 50
252	7488200	4797861															DE 07 - 51.1-2
253	7487288	4797254															DE 07 - 52
254	7486258	4795451															
255	7487946	4795910					056	90					352	21			DE 07 - 54
256	7488118	4795988			022	24			020	10							
256	7488118	4795988							352	10							
256	7488118	4795988							043	14							
257	7488236	4795938	061	43	065	35											
257	7488236	4795938			069	43											
258	7488395	4796586			080	44	084	74					024	45			
258	7488395	4796586			075	45	081	86									
258	7488395	4796586			069	45	086	90									
259	7489059	4795450															
260	7489012	4795374	056	60													
260	7489012	4795374	049	64													
260	7489012	4795374	074	66													
261	7489019	4795300	093	34	100	60	135	86			186	16					
261	7489019	4795300	092	68	105	37											
261	7489019	4795300	101	40													

Aufschluss-Nr.	X-Koordinate	Y-Koordinate	S0/1a	S0/1w	AE2a	AE2w	AE3a	AE3w	AE4a	AE4w	FA2a	FA2w	FA3a	FA3w	FA4a	FA4w	Handstücke
262	7488858	4794842															
263	7488623	4794821	065	55													
264	7486575	4795645															
265	7487001	4795562	066	50													
265	7487001	4795562	080	56													
265	7487001	4795562	072	55													
266	7487043	4795067															
267	7488075	4795562	086	72													
267	7488075	4795562	058	59													
267	7488075	4795562	095	87													
268	7487968	4795930															
269	7488024	4796153			074	61	091	88					177	16			
269	7488024	4796153					086	87					164	26			
269	7488024	4796153					072	87									
270	7486828	4796036									121	45					
271	7486573	4794734															
272	7487165	4794149	121	33													DE 07 - 72
272	7487165	4794149	104	30													DE 07 - 73
272	7487165	4794149	109	19													
273	7487498	4794263															
274	7487548	4794123	076	60													
274	7487548	4794123	074	66													
274	7487548	4794123	072	85													
275	7487850	4794684															
276	7487924	4794535	114	49													
276	7487924	4794535	112	50													
277	7488136	4794485	218	51													
277	7488136	4794485	217	48													
277	7488136	4794485	227	53													
278	7488450	4794564	064	55	080	43					090	40					
278	7488450	4794564	(176	51)													
278	7488450	4794564	(182	36)													
278	7488450	4794564	(109	45)													
279	7489508	4794996	220	62													
280	7489989	4794537	116	50													
280	7489989	4794537	140	63													
280	7489989	4794537	120	62													
281	7489117	4794382															
282	7488665	4797999															DE 07 - 82
283	7489032	4798254															DE 07 - 83
284	7489012	4798316															DE 07 - 84

Aufschluss-Nr.	X-Koordinate	Y-Koordinate	S0/1a	S0/1w	AE2a	AE2w	AE3a	AE3w	AE4a	AE4w	FA2a	FA2w	FA3a	FA3w	FA4a	FA4w	Handstücke
285	7489170	4798540															DE 07 - 85
286	7489232	4798626															DE 07 - 86
287	7463290	4814979	(032	35)													DE 07 - 87.1-2
287	7463290	4814979	(004	44)													
287	7463290	4814979	(011	48)													
287	7463290	4814979	160	41													
287	7463290	4814979	189	46													
287	7463290	4814979	188	40													
288	7463363	4814872	194	48													DE 07 - 88.1-2
288	7463363	4814872	228	23													
288	7463363	4814872	222	26													
288	7463363	4814872	218	21													
288	7463363	4814872															
289	7463379	4814825	185	35													
289	7463379	4814825	184	31													
290	7463302	4814831	217	36													DE 07 - 90
290	7463302	4814831	222	31													
290	7463302	4814831	213	36													
290	7463302	4814831	226	25													
290	7463302	4814831	230	26													
291	7463328	4814700	224	30													DE 07 - 91
291	7463328	4814700	183	33													
291	7463328	4814700	200	27													
292	7463373	4814589	224	32													DE 07 - 92.1-2
292	7463373	4814589	204	36													
293	7460889	4806460	044	26													DE 07 - 93.1-4
293	7460889	4806460	055	45													
293	7460889	4806460	030	34													
293	7460889	4806460	050	41													
294	7460984	4806408	062	25													DE 07 - 94
294	7460984	4806408	062	26													
294	7460984	4806408															
295	7461068	4806358	075	66													DE 07 - 95
295	7461068	4806358	010	5													
295	7461068	4806358	043	18													
295	7461068	4806358	042	16													
295	7461068	4806358	041	18													
296	7461193	4806277															
297	7489118	4796156	048	40	057	52	256	88			123	34	172	01			
297	7489118	4796156	053	41	065	48	270	85					179	04			
297	7489118	4796156			061	56	083	86					352	06			

Aufschluss-Nr.	X-Koordinate	Y-Koordinate	S0/1a	S0/1w	AE2a	AE2w	AE3a	AE3w	AE4a	AE4w	FA2a	FA2w	FA3a	FA3w	FA4a	FA4w	Handstücke
297	7489118	4796156					082	84					154	01			
297	7489118	4796156					242	89					158	17			
298	7489145	4798005	117	34			100	89									
299	7489491	4797710	132	43													
300	7489491	4798362															
301	7489339	4798496	110	31													
301	7489339	4798496	133	20													
302	7490418	4795576															
303	7490122	4797086	093	46													DE 07 - 102
304	7490902	4797077															
305	7490123	4797622															
306	7486534	4795920															DE 07 - 106

9.2 Legende des Kartenblattes Novi Pazar



Abb. 9.1

Originallegende des Kartenblattes Novi Pazar. Die Legende entspricht mit wenigen Unterschieden der des Blattes Vrnjci. Zu Abb. 3.1.

