



Abh. Ber.
Naturkundemus.
Görlitz

Band 79
Heft 1

S. 3 – 54

2007

ISSN 0373-7586

Zur Geologie der Trias-Ablagerungen des Bol'šoj Thač-Massives im NW-Kaukasus (Russland)

OLAF TIETZ

Staatliches Museum für Naturkunde Görlitz

Abstract

The Geology of the Triassic deposits from the Bol'šoj Thač massif in the North-West Caucasus (Russia) – This paper first gives an overview of the occurrence, stratigraphy and palaeogeography of Triassic deposits in the Greater Caucasus and the surrounding regions, followed by a description of the main Triassic deposits from the North-West Caucasus (Fore-range zone). From the Bol'šoj Thač mountain massif, representing the central part of this 15 x 45 km area, a detailed lithological description of the 1200 m thick Triassic deposits is presented. These deposits show the most complete and thickest stratigraphical succession of the entire Greater Caucasus. Only the oldest and youngest stratigraphic units are missing; the lowest part of the Indian stage and presumably the whole Rhaetian stage. These Triassic deposits have a clear three-part lithological sequence: a lower and upper carbonate formation with an intercalated siliciclastic formation.

A microfacies analysis was carried out concentrating on the upper carbonate formation. According to previous investigations, the lower carbonate formation (Malyj Thač formation, Olenekian and Anisian) was deposited on a shallow marine carbonate shelf with some terrigenous influence. The middle siliciclastic unit of the Triassic deposits (saddle bed formation, Ladinian and Carnian) can be interpreted as a deltaic deposit. The upper carbonate formation (Bol'šoj Thač formation, Norian) is characterised by reef growth without terrigenous influence. The relics of this shallow carbonate shelf indicates a facies zonation in fore reef, reef core, back reef and reef lagoon. Contrary to most Norian carbonate reefs of the Palaeotethys, the main reef builders collected in the study area are red algae besides hexacorals and calcisponges.

Zusammenfassung

Nach einer kurzen Übersicht zur Verbreitung, Stratigraphie und Paläogeographie mariner Triasablagerungen im Großen Kaukasus und seinem weiteren Umfeld wird das Hauptverbreitungsgebiet der Triasablagerungen im NW-Kaukasus (Zone der Vorkette) näher beschrieben. Aus dem Zentralteil dieses insgesamt etwa 15 x 45 km großen Arealen erfolgt aus der Region des Bol'šoj Thač-Bergmassivs eine detaillierte lithologische Beschreibung der insgesamt 1200 m mächtigen Trias-Ablagerungen, welche hier am vollständigsten und mächtigsten für den gesamten Großen Kaukasus ausgebildet sind. Lediglich die ältesten und jüngsten Abschnitte der Trias sind nicht nachgewiesen bzw. fehlen, so der untere Bereich der Indusium-Stufe und vermutlich die gesamte Rhätium-Stufe. Lithologisch gibt es hier eine markante Dreiteilung in eine untere und obere Karbonatformation, der eine silikaklastische Formation zwischengeschaltet ist.

Mit Schwerpunkt auf der oberen karbonatischen Formation wird eine Mikrofaziesanalyse durchgeführt. Nach bisherigen Bearbeitungsstand ist die untere Karbonatformation (Malyj Thač-Formation, Olenekium und Anisium) auf die Bildung eines flachen Karbonatschelfes unter terrigener Beeinflussung zurückzuführen. Die mittlere silikaklastische Einheit der Trias (Sattelschichten-Formation, Ladinium und Karnium) kann als Deltabildung interpretiert werden. Die obere Karbonatformation (Bol'soj Thač-Formation, Norium) ist im Untersuchungsgebiet durch biogene Riffbildungen (Vorriff, Riffkern, Hinterriff und Lagune) ohne eine terrigene Beeinflussung gekennzeichnet. Im Gegensatz zu den meisten Norium-Riffen der Paläotethys sind im Untersuchungsgebiet besonders kalkige Rotalgen neben Hexakorallen und Kalkschwämmen die Hauptriffbildner.

Резюме

О геологии триасовых отложений массива Большой Тхач на Кавказе (Россия) – После краткого обзора о распространении, стратиграфии и палеогеографии морских триасовых отложений на Большом Кавказе и его окружении, более подробно описывается главный район распространения триасовых отложений на северо-западе Кавказа (район Передового хребта). Для центральной части (15 x 45 км) горного массива Большой Тхач дается детальное литологическое описание триасовых отложений общия мощность которых достигает 1200 м и представляющих наиболее полно и мощно разрез триаса всего Большого Кавказа. Лишь самые ранние и поздние образования триаса не доказаны или отсутствуют, например, нижняя часть индского (Т₁) и предположительно весь рэтский ярус (Т₃). Согласно литологии триас чётко разделяется на три формации: нижнюю и верхнюю карбонатные и среднюю силикатно-кластическую.

Был проведен микрофашиальный анализ, в основном для верхней карбонатной толщи. На основе современной степени изученности, накопление пород нижней карбонатной формации (формация Малого Тхача, оленекский и анизийский ярусы) происходило в условиях мелкого карбонатного шельфа под воздействием терригенных процессов. Формирование средней силикатно-кластической толщи (формация слоев седловины, ладинский и карнийский ярусы) можно объяснить в условиях дельты. Верхняя карбонатная толща (формация Большого Тхача, норийский ярус) в районе исследований сложена биогенными образованиями рифа (передний, центральный и задний рифы и лагуна) не подверженных вообще терригенным процессам. В отличии от большинства рифов Палеотетиса норийского времени, в районе исследований основными рифообразующими организмами были красные водоросли с особенно высоким содержанием извести, шестилучевые кораллы и известковые губки.

Keywords: Geology, Greater Caucasus, mikrofacies analysis, Trias, Norium Reef

1. Einleitung

Die vorgestellten Untersuchungen bauen auf vier multidisziplinäre Expeditionen zwischen 1996 und 1999 auf, die im Rahmen eines Naturschutzprojektes durchgeführt wurden. Die geologischen Kartierungen und Profilaufnahmen erfolgten von einem Basislager aus, welches jedes Jahr an einer anderen Stelle im Umfeld des Malyj und Bol'soj Thač-Bergmassives eingerichtet wurde. Da die An- und Abmarschrouten stets anders gelegt wurden, konnten

neben den 25 km² großen Untersuchungsgebiet auch bis zu 25 km entfernte Lokalitäten, wie die Ortschaft Nikitino im Malaâ Laba Tal, die Malyj Bambak- und Agige-Gebirgsketten oder der Berg Koryto und das Afonka Tal aufgesucht werden. Probennahmen waren aufgrund unzureichender Transportmöglichkeiten nur im begrenzten Umfang möglich. Die geologischen Geländearbeiten wurden 1999 zusätzlich durch drei Geologie-Studentinnen der Universität Kiel und Freiburg/i. Br. unterstützt.

2. Marine Triassedimente im Großen Kaukasus und Umgebung

Der Große Kaukasus ist Teil des alpidischen Faltengebirgssystems, das als jüngste Gebirgsbildung die heutigen Hochgebirge der Erde bildet. In Eurasien tritt es als ein mehr oder weniger lückenloser Gebirgsstrang am Südrand beider Kontinente auf und verläuft nahezu in Ost-West-Richtung. Der Große Kaukasus liegt nördlich des alpidischen Orogengürtels, von dem er durch das Transkaukasische Massiv, einem abgelösten Mikrokontinents Gondwanas, abgetrennt wird (Abb. 1). Die alpidischen (mesozoischen) Geosynklinalablagerungen bauen nur die Südflanke des Großen Kaukasus auf, der zentrale Hauptkamm besteht dagegen aus einem älteren Kristallinkern (Mikrokontinent) und die Nordflanke aus überwiegend variszisch geprägten Gesteinsserien, denen kaum deformierte epikontinentale Plattformsedimente des Permokarbons, Mesozoikums und Känozoikums auflagern (s.u.).

Marine Triasablagerungen treten im Großen Kaukasus hauptsächlich am NW-Ende des Orogens auf (Abb. 2), wo sie ein relativ kleines Areal in der (nördlichen) Vorkette mit einer Ausdehnung von ca. 45 km mal 15 km einnehmen (ROBINSON 1968). Daneben gibt es noch

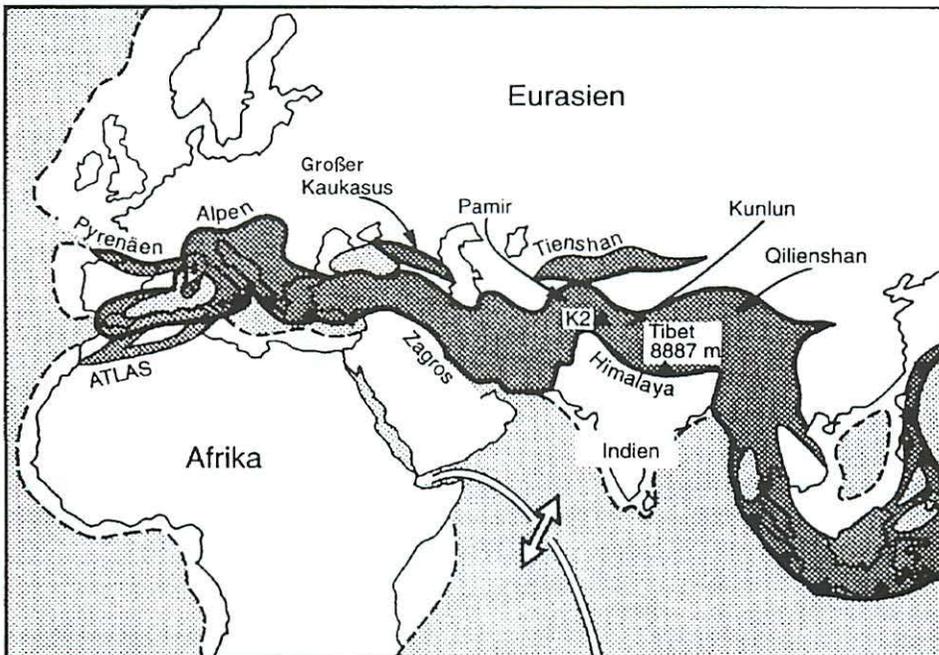


Abb. 1 Schematische Kartendarstellung des alpidischen Gebirgssystems in Eurasien (MATTAUER 1999)

weitere, kleinere Vorkommen in tektonischen Grabenzonen am Südhang des Großen Kaukasus, die erstmals durch SLAVIN (1957) beschrieben wurden. Weitere Triasablagerungen sind erst wieder aus dem Kleinen Kaukasus (Armenien und Nahičewan') und aus dem westlichen Vorkaukasus, der heutigen Kubansenke und dem Azowschen Meer bis zur Krim bekannt (z.B. KHAIN 1994). Über sehr große Bereiche des Großen Kaukasus sind dagegen keine Triassedimente aufgeschlossen.

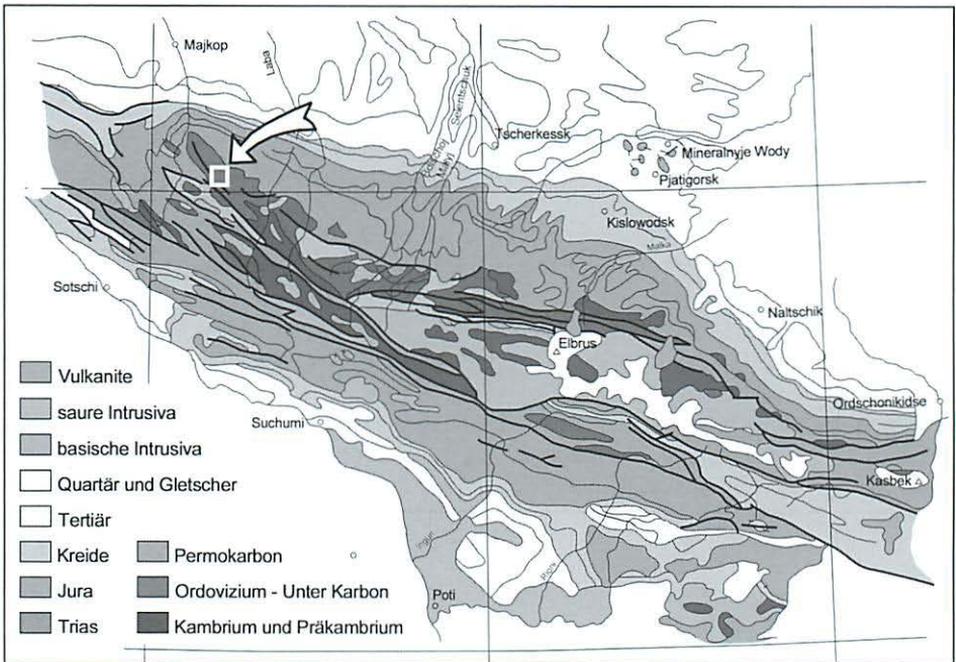


Abb. 2 Geologische Übersichtskarte des West- und Zentralkaukasus mit dem eingetragenen Untersuchungsgebiet (Pfeil), überarbeitet nach TESCHKE (1973) s. a. App. 2, Fig. A2-1

Wichtige fazielle Unterschiede der marinen Trias bestehen zwischen den Bereichen nördlich und südlich der Hauptkette des Großen Kaukasus. Letztere Struktureinheit bildete bereits innerhalb der Paläotethys während der variszischen Geosynklinalentwicklung (Ordovizium bis Unter Karbon) am Südrand der Russischen Tafel eine schmale Insel (Mikrokontinent).

Der nördlich davon gelegene Teiltrog der Paläotethys wurde nach seiner Schließung ab dem höheren Unter Karbon gefaltet, herausgehoben, abgetragen und diskordant von permokarbonen Molassesedimenten überlagert. Im Bereich dieser intramontanen Molassesenken, die der variszisch konsolidierten Skythischen Tafel aufsitzen, entwickelten sich ab der Unteren Trias grabenartige Taphrogeosynklinalen (KHAIN 1994). Diese ab dem Beginn des Jura wieder geschlossene und z.T. gefaltete intrakontinentale Senkungszone erstreckte sich weit nach Westen über das Azowsche Meer, der Steppenkrim und womöglich bis in die Nord-Dobrutscha (Rumänien). Nach Osten lässt sich diese Zone mit

Unterbrechungen über den östlichen Vorkaukasus, die Transkaspi-Region (Süd-Turkmenien) nach Nord-Afghanistan verfolgen. Den z.T. nur aus Bohrungen bekannten, marinen, dunkelgefärbten, terrigenen Grabenfüllungen sind im oberen Abschnitt saure bis intermediäre Vulkanite eingeschaltet. Diese nach HAIN (1968) typischen Geosynklinalablagerungen sind unterschiedlich stark deformiert und bilden daher strukturell ein eigenständiges Stockwerk zwischen dem variszisch gefalteten und metamorph überprägten Fundament der skythischen Vorkaukasusplatte und den diskordant überlagernden alpidischen Plattformsedimenten (Jura bis Alttertiär).

Lithologisch deutlich davon abweichend sind die südlich anschließenden Triasvorkommen vom Nordabhang (Vorkette) des Großen Kaukasus-Antiklinoriums. Dieses relativ kleine Vorkommen, was Gegenstand der hier vorgestellten Untersuchungen ist, ist gegenüber dem terrigenen Grabensystem des Vorkaukasus durch eine deutlich geringere tektonische Aktivität (GAETANI et al. 2005) und eine überwiegend karbonatische Sedimentation gekennzeichnet. Aufgrund der Eigenständigkeit dieses isolierten Triasvorkommens charakterisiert ROBINSON (1968, S. 153) es als »subgeosynklinal« Bildung. Auch HAIN (1968, S. 682f.) sieht in diesen Triasablagerungen des heutigen NW-Kaukasus einen Übergang zwischen einer Plattform- und Geosynklinalentwicklung und grenzt daher paläogeographisch eine überwiegend karbonatisch geprägte »Laba-Subplattform« im Bereich der heutigen Vorkette von dem südlich angrenzenden und angehobenen Hauptkamm des Großen Kaukasus und der nördlich gelegen terrigenen Grabenzone der Azow-Kuban-Geosynklinalen ab (Abb. 3). Aufgrund fehlender Aufschlüsse ist der heute überwiegend durch epikontinentale Tafelsedimente verdeckte Übergang zwischen der Laba-Subplattform und dem nördlich vorgelagerten Riftgraben unklar (ROBINSON 1968, S. 683).

Ganz anders verlief dagegen die Entwicklung südlich vom Hauptkamm des Großen Kaukasus. Hier liegt eine kontinuierliche Geosynklinalentwicklung seit dem Devon bis in die obere Trias vor (PFAFFENGOLZ 1963, S. 32, HAIN 1968, S. 682, KHAIN 1994, S. 186). So kommen u.a. terrigene Tiefwassersedimente im Perm und der Trias im Svanetien-Trog – einem Relikt der Paläotethys – zur Ablagerung (KHAIN 1994, S. 217). Dieses konkordante marine Profil wird erst an der Wende Trias/Jura im Zuge der Kollision des Transkaukasischen Mikrokontinentes mit Eurasien gefaltet und metamorph überprägt. Das belegen vor allem Profile am Südhang des Großen Kaukasus (Svanetien), aber auch im Kleinen Kaukasus (Armenien und Nahičewan') und in den Krimbergen (PFAFFENGOLZ 1963, S. 37, KHAIN 1994, S. 186). Erst im Jura beginnt hier die eigentliche alpidische Geosynklinalentwicklung mit dem initialen Extensionsstadium durch das Auftreten tholeiitisch-basaltischer Magmen als neugebildete Ozeankruste (Neotethys) und die Akkumulation feinklastischer Sedimente. Gleichzeitig schließt sich die überwiegend auf die Trias beschränkte Grabenzone im nördlichen Vorfeld des Großen Kaukasus und erfährt eine Inversionstektonik. Damit kam hier der erste Versuch einer alpidischen Ozeanbildung zum Abschluss.

Generell kann gesagt werden, dass bei den meisten Autoren daher erst mit dem Jura die alpidische Geosynklinalentwicklung im Großen Kaukasus, als Teil des Krim-Kaukasus-Kopetdag-Faltensystems, beginnt (z.B. HAIN 1968, DOLGINOW & KROPATSCHOW 1994, CHAIN & KORONOVSKIJ 1995). Bei anderen Autoren setzt dagegen die Geosynklinalentwicklung für den Großen Kaukasus bereits mit der Trias ein (PFAFFENGOLZ 1963, TESCHKE 1973) oder modifiziert durch eine kimmerische Vorstufe mit der Mittel und Obertrias, wobei die Untere Trias noch als kontinuierliche Fortsetzung der permokarbonen

Molassesedimentation angesehen wird (HAIN 1968, S. 682 und KHAIN 1994, S. 183 und S. 360). Aufgrund der dargestellten tektonisch-lithologischen Ausbildung werden die Triasablagerungen am Nordrand des Großen Kaukasus (Vorkette und westlicher Vorkaukasus) oft dem variszischen Orogenstadium, meist aber mit einer Sonderstellung, zugerechnet. Auf diese Problematik, insbesondere dem Beginn der alpidischen Entwicklung verweist u.a. KHAIN (1994, S. 186).

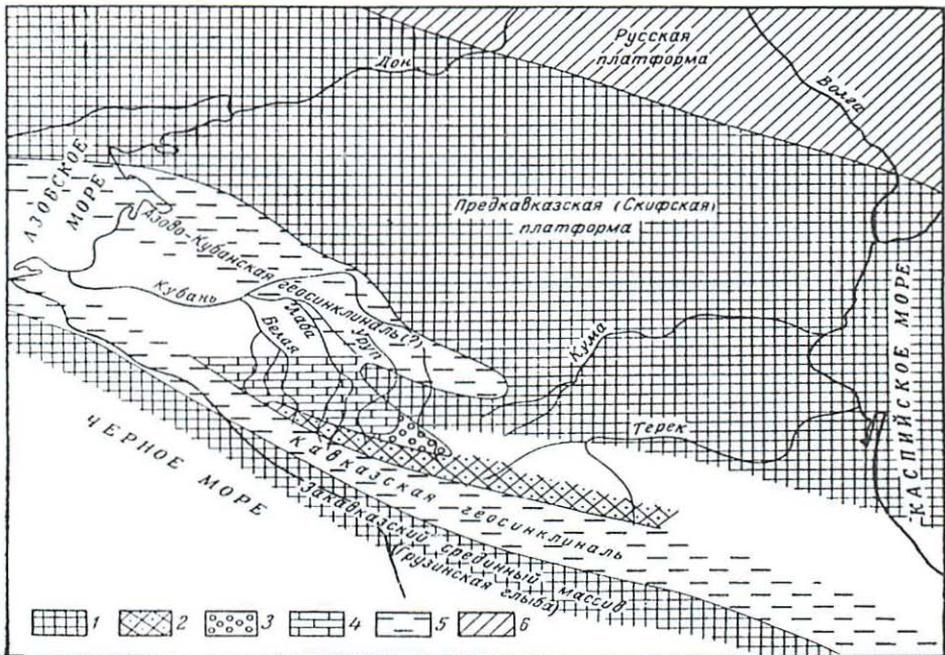


Abb. 3 Paläotektonische Karte des Großen Kaukasus während der Mittel- und Obertrias (Hain 1968)

- 1 konsolidierte Plattform (Vorkaukasus/Skythische-Plattform und Transkaukasisches Innenmassiv)
- 2 Geoantiklinale des Großen Kaukasus (Faltengebirge)
- 3 Reste einer Intramontansenke (eventuell nur Untertrias)
- 4 Laba-Subplattformsenke mit überwiegend karbonatischen Ablagerungen
- 5 Azow-Kuban- und Kaukasus Geosynklinalensystem mit tonigen Ablagerungen
- 6 Russische Plattform

3. Die Trias im NW-Kaukasus

Das Triasvorkommen im NW-Kaukasus gehört tektonisch zur Zone der Vorkette (z.B. CHAIN & KORONOVSKIJ 1995). Die schmale variszisch konsolidierte Einheit vermittelt zwischen dem südlich angrenzenden Hauptkamm als der am meisten angehobenen Struktureinheit im Großen Kaukasus und dem von der Hebung nur noch randlich erfassten Vorkaukasus (PFAFFENGOLZ 1963). Strukturell gliedert sich die Zone der Vorkette in mehrere,

invers gestapelte und wurzellose Deckeneinheiten der variszischen Skythischen Tafel (DOLGINOW & KROPATSCHJOW 1994, KHAIN 1994). Zu ihnen gehört ein nichtmetamorpher mittelpaläozoischer Deckenkomplex im Liegenden und ein metamorpher proterozoischer Deckenkomplex im Hangenden aus Glimmerschiefern, Gneisen und Amphiboliten mit konkordant eingeschalteten Serpentiniten an den Decken-Gleitbahnen. Diese variszisch umgelagerten und deformierten Einheiten werden diskordant überlagert von kontinentalen bis randmarinen permokarbonen Molassen, deren hangender Abschluss die bis zu 1500 m mächtige Triasabfolge des Untersuchungsgebietes bildet (CHAIN & KORONOVSKIJ 1995). Weiterhin haben sich in Grabenstrukturen Ablagerungen des unteren und mittleren Jura erhalten (KHAIN 1994).

Die Triassedimente des NW-Kaukasus lagern mit deutlicher Winkeldiskordanz auf paläozoischen und proterozoischen Metamorphiten und im nordöstlichen Verbreitungsgebiet z.T. auf unter- bis mittelpermischen, lokal oberpermischen Sedimenten (ROBINSON 1968, GAETANI et al. 2005). Die Sedimente wurden sehr eingehend in den dreißiger Jahren durch Robinson untersucht, wobei er neben der Lithologie und Fazies vor allem die Biostratigraphie bearbeitete. In seiner letzten zusammenfassenden Arbeit zur Trias des NW-Kaukasus von 1968 unterschied er 18 lithostratigraphische Schichtglieder (deutsche Übersetzung in tabellarischen Darstellungen siehe TIETZ 1999) und vier regionale Abfolgen (Tab. 1 und Abb. 4). Die vier Profile unterscheiden sich neben lithologischer Abweichungen vor allem durch die unterschiedliche Ausprägung von Schichtlücken, insbesondere unterhalb der Transgressionshorizonte im mittleren Ladinium und am Beginn des Norium. So liegen die norischen Sedimente über unterschiedlich alten Triassedimenten oder älteren Einheiten. Die Schichtlücken werden nach ROBINSON (1968) auf weiträumige Hebungen und Erosion, insbesondere am Ende der Karnium-Stufe, der sogenannten Laba-Phase (HAIN 1968)

Tab. 1 Die vier Faziesbereiche der Trias im NW-Kaukasus (ROBINSON 1968)

Faziesbereich	SW	NW	Zentrum	SE
Gebiet	Fluß Belaâ	Fluß Sahraj	Flüsse Thač und Bugunž	Flüsse Malaâ Laba und Urušten
Tektonische Einheit	Übergangszone zw. Vorkaukasus und Hauptkamm	nördliche Kaukasus-Vorkette		
Mächtigkeit	300 m	760 m	1500 m	800 m
Profil	nur Schichten der Norium-Stufe (14 – 17) ausgebildet, basal konglomeratisch	Schicht 4 – 9 (Anisium + unt. Ladinium) fehlen, oberes Ladinium setzt mit gk. Kongl. ein	vollständigstes Profil fast alle Stufen der Trias vorhanden	Schicht 6 – 13 (oberes Anisium, Ladinium + Karnium) erodiert (Laba-Phase)

zurückgeführt. Ein nahezu vollständiges und lückenloses Profil besitzt das zentrale Triasvorkommen an den Bergmassiven des Malyj und Bol'soj Thač sowie der östlich angrenzenden Täler (GAETANI et al. 2005) (Abb. 4). Die hier ca. 1200 m (nach ROBINSON 1968 1500 m) mächtige Triasabfolge ist durch eine lithologische Dreiteilung in eine untere und obere Karbonatfolge, denen eine überwiegend silikaklastische Folge zwischengeschaltet ist, gekennzeichnet (Tab. 2).

Die ältesten biostratigraphischen Nachweise für die Trias sind aus dünnplattigen Kalken im unteren Profilabschnitt bekannt (oberer Afonka-Kalk, s. Tab. 2), wo eine Ammonitenfauna die obere Zone der Indusium-Stufe und die untere Zone der Olenekium-Stufe belegen (ROBINSON 1968). Die tieferen, biostratigraphisch bisher nicht eingestuft Einheiten werden aufgrund der Verbandsverhältnisse der unteren Indusium-Stufe zugerechnet (Geologische Karte 1987), wodurch nur die ehemalige Brahman-Stufe der Unteren Trias fehlt (entspricht heute in etwa der Griesbachian-Unterstufe, GRADSTEIN et al. 1994). Eine vergleichbare Alterseinstufung ergibt sich auch durch die Conodontenfauna die als ältesten Nachweis für die Thač-Gruppe (Hátyrgvarta-Formation) den höchsten Abschnitt der Indusium-Stufe aufzeigen konnte (GAETANI et al. 2005). Nach Foraminiferen und Palynomorpha lässt sich bisher für die Átyrgvarta-Formation (Tab. 3) nur die Untere Olenekium-Stufe nachweisen (VUKS 1997, 2000, GAETANI et al. 2005). Leider fehlen aber genauere Angaben, aus welchen der Schichten

Tab. 2 Lithostratigraphische Gliederung, Alter und Mächtigkeiten der Triassedimente im Gebiet des Malyj und Bol'soj Thač (nach TIETZ 1999). Biostratigraphie nach ROBINSON (1968), den geologischen Karten 1 : 200 000 und 1 : 50 000 und nach VSEGEI 1979¹ (in GAETANI et al. 2005).

Serie/Stufe	Formation	Folge	Mächtigkeit
T3/Norium (?Rhätium)	Bol'soj-Thač- Formation	Rotbraune Kalk	ca. bis 50 m
T3/Norium		Bol'soj Thač-Kalk	210 m bis 220 m
T2+3/ Ladinium+Karnium	Sattelschichten- Formation	Sattelschichten	ca. 400 m
T2/Anisium	Malyj-Thač- Formation	Sakhraj-Kalk	ca. 150 m
T2/Anisium		Malyj Thač-Kalk	150 m
T1/Olenekium		Afonka-Kalk	160 m
T1/Indusium		Basalkonglomerat	90 m (0 bis 100 m)

¹ Interdepartmental Resolution on the stratigraphy of Mesozoic of Caucasus (Triassic) (1979), VSEGEI, Leningrad, 36 pp. (in Russian)

bzw. Horizonten der Afonka-Kalk-Folge die Mikrofossilien stammen. Große, umgelagerte Kalkblöcke im Basalkonglomerat der Trias mit einer oberpermischen Ammonitenfauna (EDIGARÄN 1963) verweisen auf eine relativ kurze Schichtlücke an der Grenze Perm/Trias und auf deutliche tektonische Bewegungen zu dieser Zeit hin. Im Hangenden wird die Triasabfolge mit der vollständig ausgebildeten Norium-Stufe diskordant von Jura-Sedimenten überlagert. Die gesamte Rhätium-Stufe, außer den tiefsten Bereichen (VUKS 2000, GAETANI et al. 2005) und die Hettangium-Stufe (unterer Lias) liegen als Schichtlücke vor (ROBINSON 1968, KHAIN 1994, VUKS 1997, GAETANI et al. 2005).

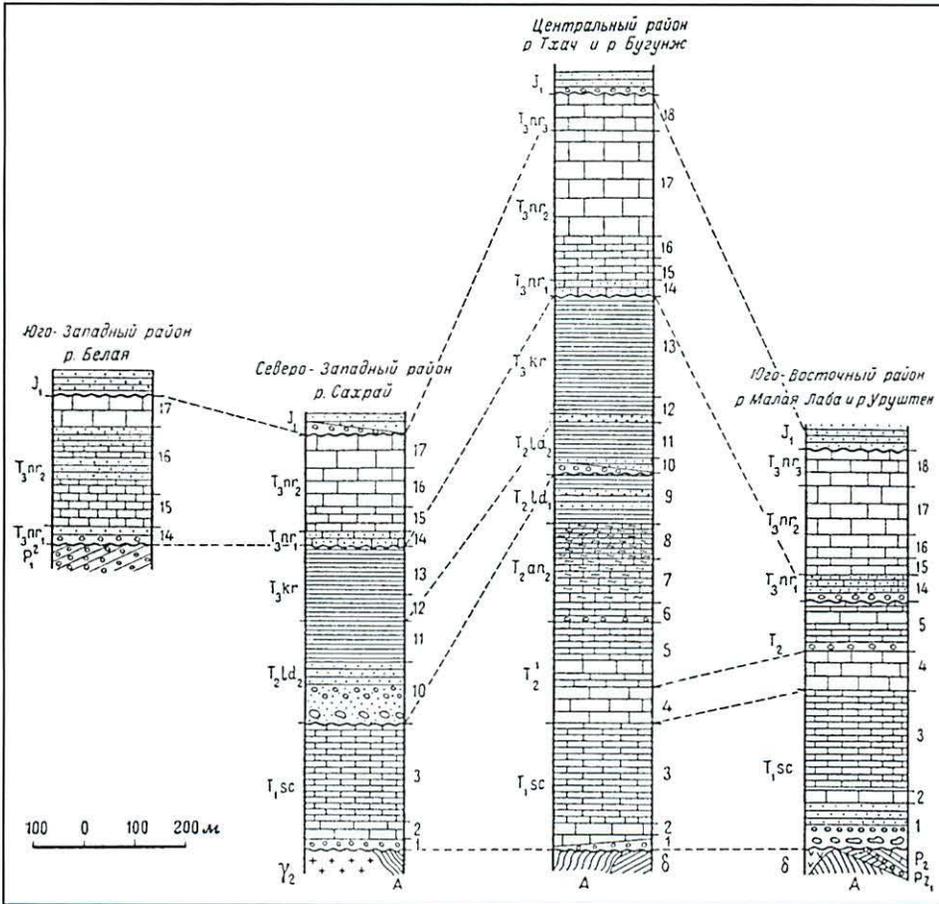


Abb. 4 Stratigraphische Säulenprofile der vier Faziesbereiche der Triasablagerungen im NW-Kaukasus aus Robinson (1968). Vergleiche mit Tab. 1 (Faziesbereiche und Gebiete, die Anordnung des Tabellenkopfes entspricht den Säulen) und Tab. 2 (Schicht-Nr. und stratigraphische Symbole)

Strukturell bildet das Triasvorkommen im NW-Kaukasus eine große NW-SE (kaukasisch) streichende Antiklinale (EDIGARĀN 1962), die in ihrer Hauptverbreitung 45 km mal 15 km groß ist (Abb. 5). Isolierte Vorkommen treten in Längserstreckung der Antiklinale bis zu einer Entfernung von 70 km auf (ROBINSON 1968, der Große Kaukasus ist dagegen 1250 km lang!). Im aufgebrochenen und erodierten Zentrum der Triasantiklinale streicht das kristalline Basement aus, weshalb die beiden härteren Karbonatfolgen an den Innenflanken der Antiklinale markante Schichtstufen bilden (Abb. 6). Die plateauartigen Schichtstufenberge des Malyj (Mittlere Trias) und Bol'šoj Thač (Obere Trias) des Untersuchungsgebietes gehören zu der relativ flach einfallenden nordöstliche Flanke dieser Triasantiklinale (Abb. 7). Die z.T. steiler einfallende SW-Flanke besitzt z.T. mit überkippter Lagerung und tektonischer Schichtunterdrückung einen komplizierteren Aufbau. Morphologisch bilden hier die härteren Karbonatfolgen teilweise Schichtkämme, wie die Agige-Kette mit dem Teufelstorsattel (Abb. 5, 6).

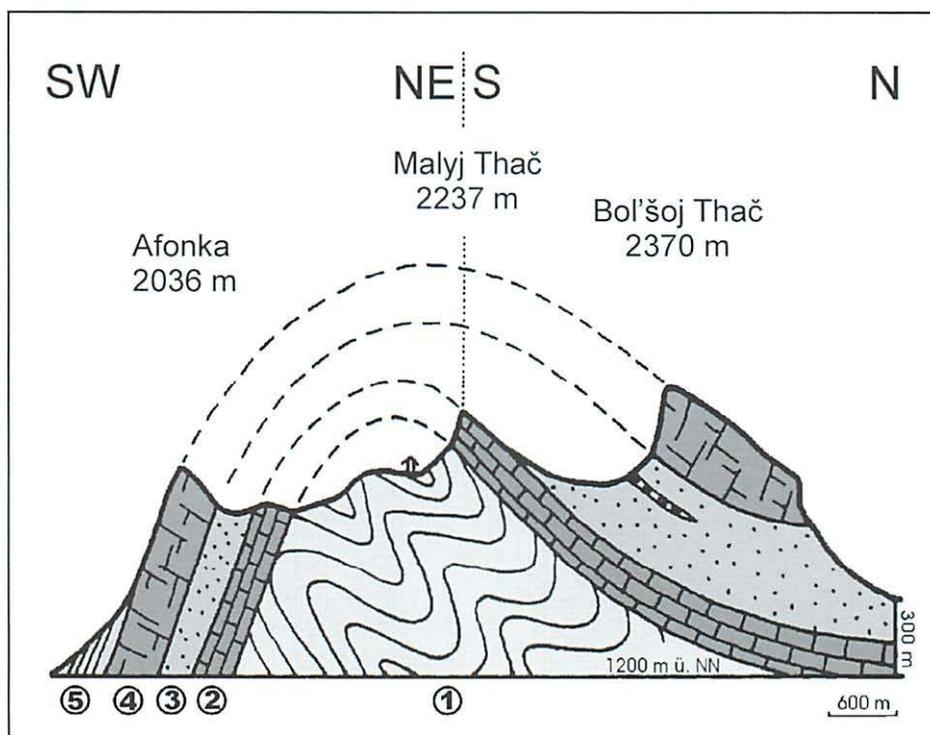


Abb. 5 Geologischer Profilschnitt durch die Triasantiklinale im NW-Kaukasus

- 1 Kristallines Basement (Mittelproterozoikum)
 - 2 Malyj Thač-Formation (Unter- bis Mitteltrias)
 - 3 Sattelschichten-Formation (Mittel- bis Obertrias)
 - 4 Bol'šoj Thač-Formation (Obertrias)
 - 5 Deckschichten (Unterjura/Lias, Plinsbachium-Stufe)
- s. a. App. 2, Fig. A2-2

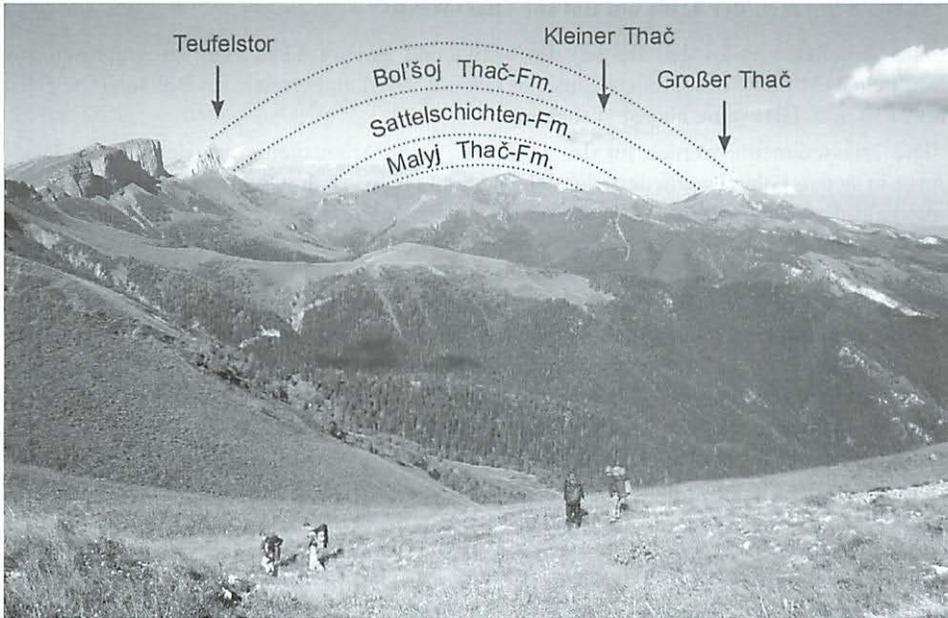


Abb. 6 Blick in die aufgebrochene Antiklinalstruktur des Triasvorkommens im NW-Kaukasus. Aufnahme vom Sunduki-Berg nach Nordwesten (Foto: O. Tietz) s. a. App. 2, Fig. A2-3.



Abb. 7 Die Schichtstufen des Bol'soj (links) und Malyj Thač (rechts). Gesehen von Westsüdwest aus 3,5 km Entfernung von der Wiese Šestakova (Foto: O. Tietz) s. a. App. 2, Fig. A2-4.

4. Die Schichten der Trias am Bol'šoj Thač-Massiv

Das Arbeitsgebiet an den Bergen des Malyj und Bol'šoj Thač zählt orographisch zur (nördlichen) Vorkette des Großen Kaukasus (FRANZ 1973) und erreicht im Bol'šoj Thač-Berg mit 2370 m ü. HN¹ seine höchste Erhebung.

Die Triassedimente werden für das ca. 25 m² große Arbeitsgebiet im Bereich der Thač-Berge in sieben Folgen gegliedert, die sich wiederum in bis zu drei Schichten aufteilen lassen. Innerhalb der Schichten bzw. Folgen werden z.T. noch Horizonte (z.B. Wechsellagerungen) und einzelne Bänke unterschieden. Die verwendete lithostratigraphische Gliederung entspricht nicht exakt den Gliederungen aus der Literatur (Tab. 3), da diese entweder unvollständig vorliegen (EDIGARÂN 1962, 1963), rein numerisch erfolgten (ROBINSON 1968), eine biostratigraphische Gliederung aufwiesen, die im Gelände nicht immer nachvollziehbar ist (Geologische Karte 1 : 50 000) oder für die vorliegenden Zwecke nicht detailliert genug ausgeführt sind (Geologische Karte 1 : 200 000, 1987, VSEGEI 1979, BEZNOV & EFIMOVA 1979, VUKS 2000, die beiden letzten Zitate aus GAETANI et al. 2005, Fig. 3). Außerdem decken sich nicht immer die beobachteten Geländebefunde mit den Angaben in der oben genannten Literatur, so dass in Anlehnung daran für das Arbeitsgebiet eine eigene lithostratigraphische

Tab. 3 Vergleich der lithostratigraphischen Gliederungen der Triassedimente im NW-Kaukasus

Stufe	ROBINSON (1968)		Geol. Karte 1 : 50 000	Geol. Karte 1 : 200 000 (1987)		TIETZ (1996)	TIETZ (in dieser Arbeit)	
	Schicht	Stratigr.					Formation	Folge
?Rhätium/Lias	18	T ₃ nr ₃	T ₃ n ^b	Hodž'-Gruppe		Bol'šoj Thač-Kalk	Bol'šoj Thač- Formation	Rotbrauner Kalk
Norium	17	T ₃ nr ₂	T ₃ n ^a					
	16	T ₃ nr ₂	T ₃ n ^a					
	15	T ₃ nr ₂	T ₃ n ^a					
	14	T ₃ nr ₁	T ₃ n ^a					
Karnium	13	T ₃ kr	T ₃ k	Sahraj-Gruppe		Sattel-schichten	Sattelschichten- Formation	
	12	T ₃ kr	T ₃ k					
Ladinium	11	T ₂ ld ₂	T ₂ l					
	10	T ₂ ld ₂	T ₂ l					
	9	T ₂ ld ₁	T ₂ a ^c					
Anisium	8	T ₂ an ₂	T ₂ a ^c	Thač-Gruppe	Ačešbok- Formation	Bol'šoj Thač-Kalk	Malyj Thač- Formation	Sahraj-Kalk
	7	T ₂ an ₂	T ₂ a ^c					
	6	T ₂ an ₂	?					
	5	T ^{1/2}	T ₂ a ^b					
Olenekium	4	T ^{1/2}	T ₂ a ^a	Malyj Thač-Fm.	Âtyrgvarta- Formation	Bol'šoj Thač-Kalk	Malyj Thač- Formation	Malyj Thač-Kalk
	3	T ₁ sc	T ₁ s ^b					
Olenekium	2	T ₁ sc	T ₁ s ^a					Afonka-Kalk
	Indusium	1	T ₁ sc	o				Basalkonglomerat

* in GAETANI et al. 2005

¹ HN = Höhennormal, Höhenangaben beziehen sich auf Kronstädter Pegel (St. Petersburg), gegenüber NN (Normalnull, Amsterdamer Pegel) etwa 12 bis 15 cm höher

Gliederung entwickelt wurde (s. auch TIETZ 1996, 1999, 2000, TIETZ et al. 2000). Die Hierarchie der lithostratigraphischen Einheiten »Gruppe«, »Formation«, »Folge«, »Schicht« und »Horizont« folgt dabei den Vorgaben von TRÖGER (1984, S. 21f.). Dadurch ergibt sich gegenüber der russischen Literatur eine Verschiebung um eine Rangfolge nach unten (siehe Tab. 3).

Nachfolgend soll aus dem Bereich des Malyj und Bol'soj Thač die Lithologie der Triassedimente vom Liegenden zum Hangenden vorgestellt werden. Die Beschreibung stützt sich im wesentlichen auf 20 Referenzaufschlüsse (TIETZ 1999, TIETZ et al. 2000), die zusammen ein nahezu lückenloses Profil ergeben. Eine stratigraphische Übersicht der Triassedimente gibt Abb. 8.

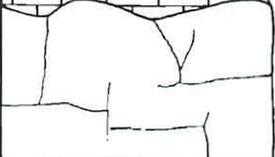
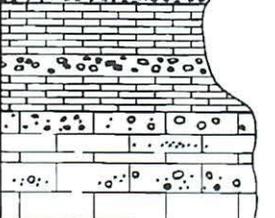
(? RHÄTIUM/LIAS)		Rotbraune Kalk-Folge
NORIUM		Bol'soj Thač-Kalk-Folge
KARNIUM		Sattelschichten-Folge
LADINIUM		Folge
ANISIUM		Sachraj-Kalk-Folge
OLENEKIUM		Malyj Thač-Kalk-Folge
INDUSIUM		Afonka-Kalk-Folge
MITTEL-PROTERO-ZOIKUM		Basal-konglomerat-Folge
		Kristallines Basement

Abb. 8 Lithostratigraphisches Säulenprofil der Triassedimente im Gebiet des Malyj und Bol'soj Thač. Biostratigraphische Stufen-Gliederung (links) nach ROBINSON (1968) s. a. App. 2, Fig. A2-5.

Die Basalkonglomerat-Folge ist nach EDIGARĀN (1963) nur lokal an der Triasbasis in Form von Rinnen und Senken ausgebildet und kann bis 100 m mächtig werden. Im Arbeitsgebiet ist diese Folge zwischen 20 m und 90 m mächtig und bildet einen durchgehenden Klippenzug unterhalb der Malyj Thač-Kalkstufe. Überwiegend handelt es sich um gelbbraune feinkörnige Kalksandsteine mit teilweise deutlicher horizontal- und klein- bis mitteldimensionaler, trogförmiger Schrägschichtung. Besonders in der unteren Profilhälfte können die Kalksandsteine gröber werden und z.T. komponentengestützte polymikte Konglomeratlinsen oder -lagen enthalten (Abb. 9). Die meist gut gerundeten und bis 15 cm großen Gerölle bestehen hauptsächlich aus Porphyroid (?), Gneis und Quarz. Nach den Untersuchungen von EDIGARĀN (1963) für das gesamte Triasverbreitungsgebiet im NW-Kaukasus entspricht die Geröllzusammensetzung deutlich den unmittelbar im Liegenden anstehenden Gesteinen. Weiterhin sollen die Gerölle zu 50 % eine schlechte Rundung besitzen, wobei 15 % gar eckig ausgebildet sind. Im Untersuchungsgebiet wurde, ähnlich wie auch bei Edigarān beschrieben, einmal an der unmittelbaren Basis ein 6 m mächtiges monomiktes und komponentengestütztes Block-Fanglomerat gefunden. Mehrmals konnten, besonders in den hangenden Abschnitten bis 20 m mächtige Einschaltungen von feinsandigen Ooidkalken beobachtet werden.

Die Folge des Afonka-Kalkes besitzt eine deutliche Zweiteilung in eine untere Schicht des massigen Afonka-Kalkes (30 m) und eine obere Schicht der plattigen Afonka-Kalk-Wechselagerung (130 m). Der z.T. klippenbildende massive Afonka-Kalk besitzt eine undeutliche plattige Absonderung und wird durch dichte, z.T. eben laminierte graue bis graubraune Kalkmikrite gebildet. Teilweise ist er unverwechselbar hornsteinartig und hart ausgebildet (»Hefekalk«). Selten ist er arenitisch. Die meist schlecht aufgeschlossene Schicht der plattigen Afonka-Kalk-Wechselagerung kann aufgrund eines sehr guten und lückenlosen Aufschlusses in einer Rinne unterhalb der Malyj Thač-Kalkstufe in 5 Horizonte weiter untergliedert werden. Vom Liegenden zum Hangenden sind das graugrüne dünnblättrige Mergelschiefer, hangend mit einzelnen plattigen Kalksteineinlagerungen (25 m, Abb. 10), die untere Wechselagerung aus plattigen Kalkmikriten und Schiefertönen, z.T. mit eingelagerten und pflanzendetritusführenden Kalksandsteinbänken (37 m), die gleiche Wechselagerung mit eingeschalteten, bis 1 m mächtigen gradierten und polymikten Extraklastkalkbänken (22 m, Abb. 11), die obere Wechselagerung aus plattigen Kalkmikriten und Schiefertönen (36 m) und hangend laminierte plattige Kalkmikrite (12 m). Auffälligstes Element dieser Folge sind die bis 1 m mächtigen feinkiesigen Extraklastkalkbänke im mittleren Profilabschnitt, die neben kalkigen Intraklasten (1/3) und siliziklastischen Geröllen (1/3) Gerölle regionalmetamorpher Gesteine, so von Grünschiefern führen.

Die Folge des Malyj Thač-Kalkes bildet im Arbeitsgebiet die untere, morphologisch markante Schichtstufe aus massigen bis grobbankigen graubraunen Kalken mit einer Mächtigkeit von 150 m am Malyj Thač-Berg (Abb. 12). Diese Folge besitzt 2 bis 3 km weiter südlich, an der gegenüberliegenden Flanke der Triasantiklinale mit etwa 20 m bis 35 m deutlich geringere Mächtigkeiten, was vermutlich auf eine tektonische Reduktion zurückgeführt werden kann. ROBINSON (1968) gibt für die Folge Mächtigkeiten zwischen 40 m und 80 m an. Am Malyj Thač-Berg besteht die Folge aus Crinoidenkalken, arenitischen Bioklastkalken, feinarenitischen Ooidkalken, Kalkmikriten und im Hangenden treten dazu noch Einschaltungen kalkiger monomikter Quarzkonglomerate, mehr oder weniger sandiger Kalkarenite und Intraklastkalke (Abb. 13) auf. Aufgrund der Unpassierbarkeit der Felsstufe lassen sich die Verbandsverhältnisse nicht näher ermitteln.



Abb. 9 Oligomiktetes Gneiskonglomerat der Basalkonglomerat-Folge. Erosionsrinne 500 m SE des Malyj Thač Gipfels bei 1927 m Höhe ü. HN (Foto: O. Tietz).



Abb. 10 Plattige Kalkmikritbänke in weicheren Kalkschiefer-tonen. Hangende Partie der Schicht der Mergelschiefer der Afonka-Kalk-Folge. Erosionsrinne am Südhang des Malyj Thač, 350 m südöstlich des Gipfels, 20 m oberhalb des Hirtenweges bei 2045 m ü. HN (Foto: O. Tietz).



Abb. 11 Normal gradierte Extraklastkalkbänke und plattige Kalksteine in Kalkschiefern. Schicht der Extraklastkalkbänke der Afonka-Kalk-Folge. Erosionsrinne am Südhang des Malyj Thač, 330 m südöstlich des Gipfels, 80 m oberhalb des Hirtenweges bei 2080 m ü. HN (Foto: O. Tietz).

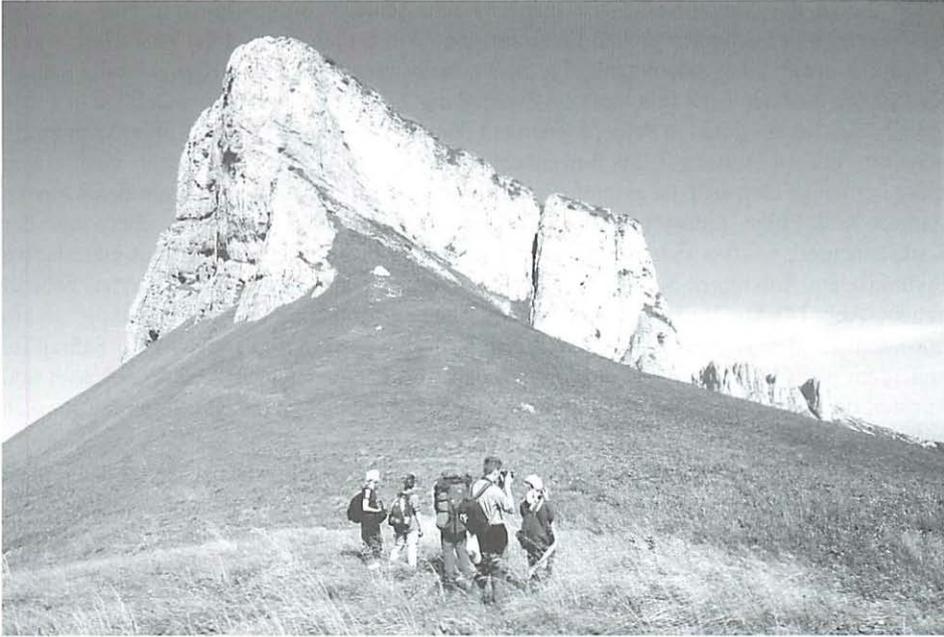


Abb. 12 Schichtstufe der Maljy Thač-Kalk-Folge. SE-Pfeiler des Maljy Thač Berges. Deutlich ist das Einfallen der Kalkfolge nach rechts (Nordost) zu sehen, im Hintergrund tauchen die Spitzen des Bol'soj Thač Berges mit seinem Gipfel auf (Foto: O. Tietz) s. a. App. 2, Fig. A2-6.



Abb. 13 Intraklastkalkbrekzie aus dem Hangenden der Maljy Thač-Kalk-Folge. Lesestein vom NE-Hang des Maljy Thač Bergmassivs (Foto: O. Tietz).

Die Folge des Sahraj-Kalkes ist meistens sehr schlecht aufgeschlossen. Nur in einer tektonisch vorgezeichneten großen Erosionsrinne 2 km östlich des Bol'soj Thač-Berges sind 135 m der etwa 150 m mächtigen Folge zusammenhängend freigelegt. Hier zeigt die Sahraj-Kalk-Folge eine deutliche lithologische Zweiteilung. Die mindestens 85 m mächtige liegende Schicht besteht aus dunklen Schiefertonen mit dünnplattigen bis bankigen Kalkmikritbänken, denen im oberen Drittel z.T. bis 6 m mächtige Intraklastkalkbänke eingelagert sind. Durch diese Leitbänke lässt sich die gesamte Folge von der älteren und ähnlich ausgebildeten oberen Afonka-Kalk-Folge unterscheiden (hier Extraklastkalkbänke). Hangend überwiegt der Kalksteinanteil, so dass sich die obere, mindestens 50 m mächtige Schicht mit einer hellen rhythmischen Kalkmikrit-Schieferton-Wechselagerung deutlich von der liegenden Schicht abhebt (Abb. 14). Die Kalke besitzen eine typische hellgelbbraune Verwitterungsfarbe. 10 km nordwestlich des Aufschlusses (NW-Profil nach ROBINSON 1968) treten im Sahraj-Tal außerdem noch Kalksandsteine auf, die auf den Absonderungsflächen Pflanzenhäcksel und feinsten detritischen Hellglimmer führen, sowie an der Schichtunterseite Strömungsmarken aufweisen.

Die Folge der Sattelschichten besteht ausschließlich aus siliziklastischen Ablagerungen mit überwiegend karbonatischem Bindemittel. Den meist feinklastischen (schluffigen) Sedimenten sind lokal gröbere Sandstein- und Konglomeratbänke bzw. -horizonte eingeschaltet (Abb. 15). Aufgeschlossen sind meistens nur die leitbankartigen, grobklastischen Einschaltungen, wohingegen die größten Profilabschnitte durch Weideflächen (Hochstaudenfluren) bedeckt sind (Abb. 16). Die Folge wird in zwei Schichten gegliedert, deren Basis jeweils mit größeren Einschaltungen beginnt (Abb. 8, Tab. 2). Die Unterscheidung von 4 bzw. 5 Schichten, wie in der geologischen Karte 1 : 50 000 und bei ROBINSON (1968) vorgenommen, war im Untersuchungsgebiet aufgrund der Aufschlussverhältnisse nicht möglich. Durchgehend ließen sich nur zwei Konglomerat/Kalksandstein-Horizonte an der Basis (14 m) und im unteren Drittel (6 m) verfolgen, wodurch die zwei Schichten von ca. 100 m und 300 m Mächtigkeit unterschieden werden konnten. Nach EDIGARÄN (1962) liegt die obere Schicht oft schwach erosiv über der unteren und zeigt nach Fossilfunden den Beginn der Karnium-Stufe an. Im oberen Sahraj-Tal hat EDIGARÄN (1962) im feinklastischen Hangendabschnitt der Karnium-Stufe intraformationelle (Rutsch-)Falten und Sandsteinrümmer (?Olistolithe) beobachtet.

Die bis 2 m mächtigen, monomikten Konglomeratbänke besitzen stets ein kalkiges Bindemittel und oft eine klein- bis mitteldimensionale, bogige bis ebene Schrägschichtung (Abb. 17). Neben den meist gut gerundeten Quarzgeröllen treten untergeordnet dunkle Kieselschiefer und sehr selten Karbonatklasten bzw. Kalkfossil detritus der Unteren Trias oder des Oberen Perm auf (EDIGARÄN 1962 und eigene Beobachtungen). Die fein- bis grobkiesigen Konglomerate bilden teilweise Rinnenstrukturen.

Die frisch blaugrau gefärbten Kalksandsteine sind meistens feinsandig, z.T. horizontal bis schräg geschichtet und führen häufig auf den Schichtflächen Pflanzendetritus oder gar einzelne Pflanzenfragmente (Farnwedel, Äste, Blätter, Abb. 18) und viel detritischen Hellglimmer. Die bis mehrere Meter mächtigen Einschaltungen besitzen eine plattige bis dünnbankige Absonderung.

Die »Matrix« der Sattelschichten-Folge sind dunkelgraue bis graubraune, schiefrige Schluffsteine mit wechselnden Ton- und Kalkanteil. Diese meist mürben (bröcklig-weichen) Ablagerungen führen häufig detritischen Hellglimmer und in der oberen Schicht lokal

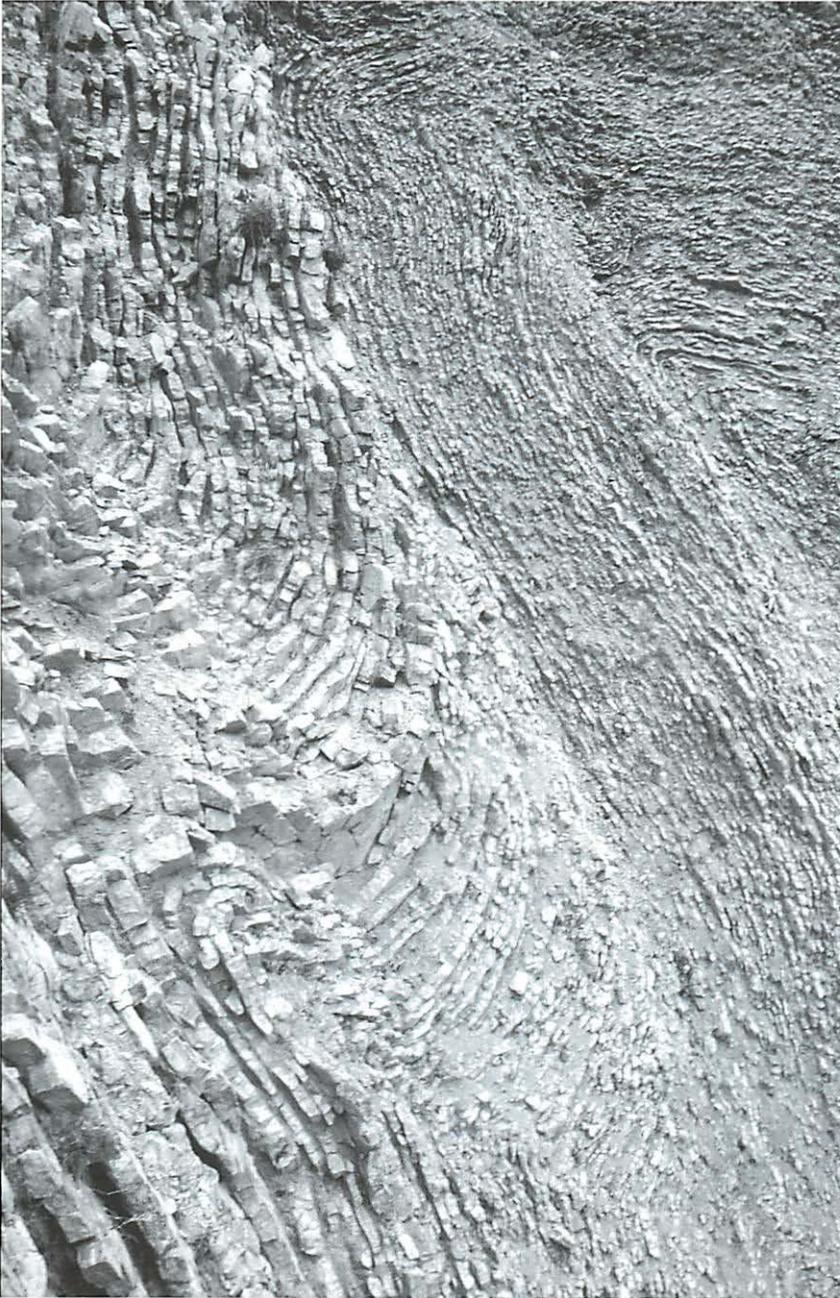


Abb. 14 Rhythmische Kalkstein-Tonschiefer Wechsellagerung (gefaltet, Kalkplatten etwa 2 bis 7 cm mächtig). Obere Schicht der Sahraj-Kalk-Folge. Erosionsrinne am Berg 1861,9 m 2 km östlich des Bol'soj Thač Berges (Foto: O. Tietz).



Abb. 15 Helle Kalksandsteinbank eingelagert in kalkigen Schluffsteinen (Folge der Sattelschichten). Erosionsanschnitt am Hirtenweg, 1 km NNW des Teufelstores (Čertovy Vorota), unmittelbar südlich des Ačešbok-Sattels (Foto: O. Tietz).



Abb. 16 Blick vom Bergücken des Malý Ťač nach Norden zur Schichtstufe der Bol'šoj Ťač-Kalk-Folge (der Gipfel des Bol'šoj Ťač Massives ist der rechteste von der Sonne beschienenen Felspfeiler). Unterhalb der Felswand bis im Bild rechts zu dem hinteren Sattel und der kleinen Erhebung streicht die Folge der Sattelschichten aus. Diese, wie die unterlagernde Folge des Sahraj-Kalkes sind zu großen Teilen von Weiden bedeckt oder in den steileren Abschnitten überschottert und daher schlecht aufgeschlossen (Foto: O. Tietz) s. a. App. 2, Fig. A2-7.



Abb. 17 Schräggeschichtete Kalksandsteinbank mit konglomeratischen Einschaltungen (Folge der Sattelschichten). SE-Hang des Bol'šoj Thač, ca. 250 m NNE der Hütte am nördlichen Sattel zwischen Bol'šoj und Malyj Thač, ca. 2040 m ü. HN (Foto: O. Tietz).

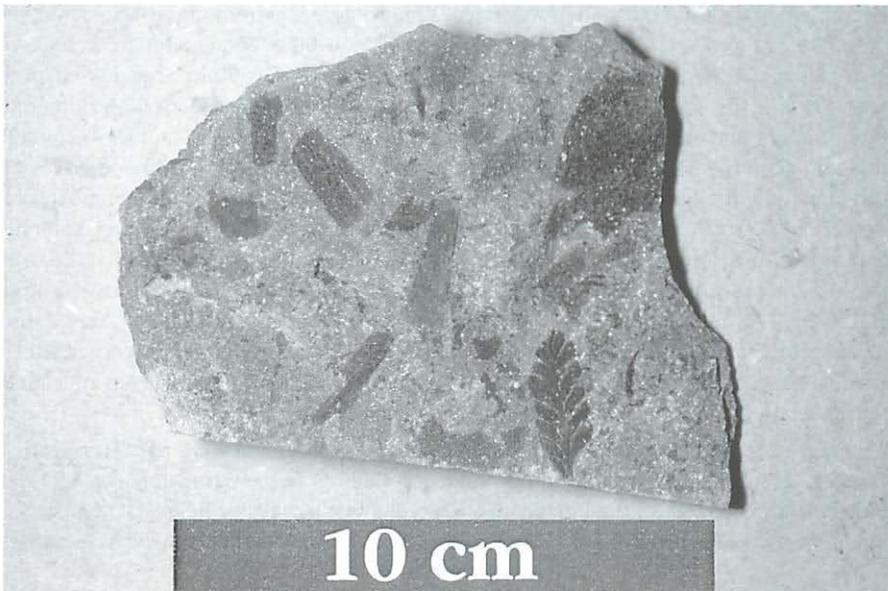


Abb. 18 Schichtfläche einer Kalksandsteinbank mit umgelagerten Resten fossiler Landpflanzen (Folge der Sattelschichten). 100 m NE der Hütte am nördlichen Sattel zwischen Bol'šoj und Malyj Thač, ca. 2010 m ü. HN (Foto: O. Tietz).

dünnschalige Fossilien (Muscheln, Ammoniten, ?Brachiopoden), im Hangenden und im Liegenden Ichnofossilien (bis 20 cm große, u-förmige Röhren mit Spreiten von *Diplocraterion yoyo* nach FÜCHTBAUER 1988) und häufig faust- bis kopfgroße Sideritkonglomerationen.

Generell kann für die gesamte Folge gesagt werden, dass die größeren Einschaltungen zum Hangenden hin kontinuierlich feinkörniger und geringmächtiger werden, bis sie sich in der ebenfalls feiner werdenden Matrix aus kalkigen Schluff- und Tonsteinen fast völlig verlieren.

Die Folge des Bol'soj Thač-Kalkes bildet als eine bis 200 m hohe Schichtstufe die morphologisch auffälligste lithostratigraphische Einheit im Arbeitsgebiet (Abb. 16, 19). Die Folge wird aus massigen und ungeschichteten Bioklastkalken aufgebaut. Im Gegensatz zur Malyj Thač-Kalkfolge besitzen die Gesteine im frischen Bruch stets eine rötliche bzw. rosa Färbung. Aufgrund der Unzugänglichkeit der lotrechten Abbruchwände konnten nur Lesesteine am Fuß der Felswände und auf der Plateauoberseite aufgesammelt werden. Neben detritischen Bioklasten treten in den meist komponentengestützten Kalken auch körperlich erhaltene Fossilien auf (Abb. 20). In der Reihenfolge ihrer Häufigkeit sind das Crinoidenstielglieder, Brachiopoden (oft zweiklappig, Abb. 21), Muscheln (Abb. 22), kalkige Rotalgen (Abb. 23), Einzel- und Stockkorallen (Abb. 24), Kalkschwämme, benthonische Foraminiferen, selten Schnecken, Bryozoen, Echinidenstacheln, Kieselschwämme und sehr selten Ammoniten (Determinations z.T. nach Dünnschliffuntersuchungen, s. Kap. 4). Der Fund eines *Cladiscites tornatus* Bronn (ZITTEL 1924) aus dem oberen Profilteil konnte für diese Folge die biostratigraphische Einstufung in die Norium-Stufe bestätigen (der Fund stammt von Norbert Marwan, Dresden und wurde mir freundlicherweise zur Bearbeitung überlassen). Häufig dominiert im Handstück- bis Aufschlussbereich nur eine oder wenige der Fossilgruppen mit z.T. massenhaften Auftreten. Eine weitere Unterteilung in 4 Schichten, wie bei ROBINSON (1968) und der geologischen Karte (1 : 50 000) vorgenommen, konnten die eigenen Geländearbeiten nicht bestätigen. Weder die ca. 50 m bis 90 m »basale Schicht der Norium-Stufe« (EDIGARÂN 1962), eine bunte Abfolge aus Quarzkonglomeraten, Kalksandsteinen und untergeordnet Kalken mit dickklappigen Muscheln und Biohermen ließ sich finden, noch die bis 35 m mächtigen sandigen Einschaltungen im mittleren Niveau der Massenkalk, die die Folge des Bol'soj Thač-Kalkes in einen unteren und oberen Abschnitt gliedert (EDIGARÂN 1962). Dafür fielen häufig irreguläre bis spaltenartige Lösungshohlräume im cm bis dm (m) Bereich auf, die z.T. randlich mit einem dünnen hellen Zementsaum und zentral stets durch einen fossilfreien rötlichgrauen Kalklutit bis Feinarenit ausgefüllt sind (Abb. 25, 26, 27). Teilweise sind die auch mehrphasigen Hohlräumbildungen (Abb. 28) sehr bizarr ausgebildet und so häufig, dass das eigentliche Rahmengestein stark zurücktritt. Die genetische Deutung dieser Gefüge (s.u.) wird zusätzlich durch Konvergenzen mit ähnlich ausgebildeten laminaren Stromatactisbildungen erschwert.

Die Folge des Rotbraunen Kalkes schließt nach ROBINSON (1968) das Triasprofil im Hangenden ab. Es handelt sich um kräftig rotbraun gefärbte Brachiopoden-Crinoiden Biomikrite (Abb. 29). Aufgrund fehlender bzw. ungünstiger Aufschlüsse ist der liegende Übergang zu der Folge des Bol'soj Thač-Kalkes unklar. Neben einer echten Überlagerung mit

einer (?) rinnenartig-erosiv ausgebildeten Basis (am Koryto-Berg, 7 km westlich des Bol'soj Thač-Gipfels, Abb. 30) könnte es sich auch um die laterale Fazies der Bol'soj Thač-Kalkfolge handeln (so vermutlich am NW-Ende des Bol'soj Thač-Plateaus, 7 km nordwestlich des Gipfels). Noch fraglicher wird die stratigraphische Position dieser Folge dadurch, dass in zwei Dünnschliffen aus Lesesteinen dieses Kalkes Lias-Foraminiferen gefunden wurden (pers. Mitt. Prof. Baba Senowbari-Daryan, Erlangen). Aufgrund der Verbandsverhältnisse und der markanten lithologischen Ausbildung können die Lesesteine nicht aus dem hangenden Lias-Profil stammen. Hier treten lediglich graue Crinoidenkalken der Plinsbach-Stufe über Konglomeraten und Sandsteinen des Sinemurium auf (Geologische Karte 1 : 50 000). Entgegen der Literatur muss damit, zu mindestens für einen Teil der Folge, ein jüngerer Alter angenommen werden. ROBINSON (1968) beschreibt aus den Rotbraunen Kalken eine charakteristische Ammonitenfauna der mittleren und oberen Norium-Stufe. Dagegen entsprechen viele der von ihm aufgefundenen Brachiopoden den Kössener Schichten der Alpen. Robinson lehnt aber ein daraus resultierendes Unter Rhätium Alter zugunsten der orthostratigraphischen Ammoniten-Einstufung ab.



Abb. 19 Die 200 m hohe Schichtstufe des Bol'soj Thač Berges mit seinem Gipfel (Bildmitte), von Süden gesehen (Foto: O. Tietz) s. a. App. 2, Fig. A2-8



Abb. 21 Brachiopodensteinkerne der Ordnungen Rhynchonellida, Terebratulida und Spiriferida aus der Bol'soj Thač-Kalk-Folge. Präpariert aus Lesesteinen unterhalb der Südwestflanke des Bol'soj Thač Plateaus (Foto: O. Tietz).



Abb. 22 Muschelschalenpflaster von *Daonella lomelli*. Lesestein im Unterlauf des Bol'soj Sahraj Flusses, ca. 1 – 2 km südlich des Zusammenflusses Bol'soj und Malyj Sahraj. Folge des Bol'soj Thač-Kalkes oder des Rotbraunen Kalkes (Foto: O. Tietz).

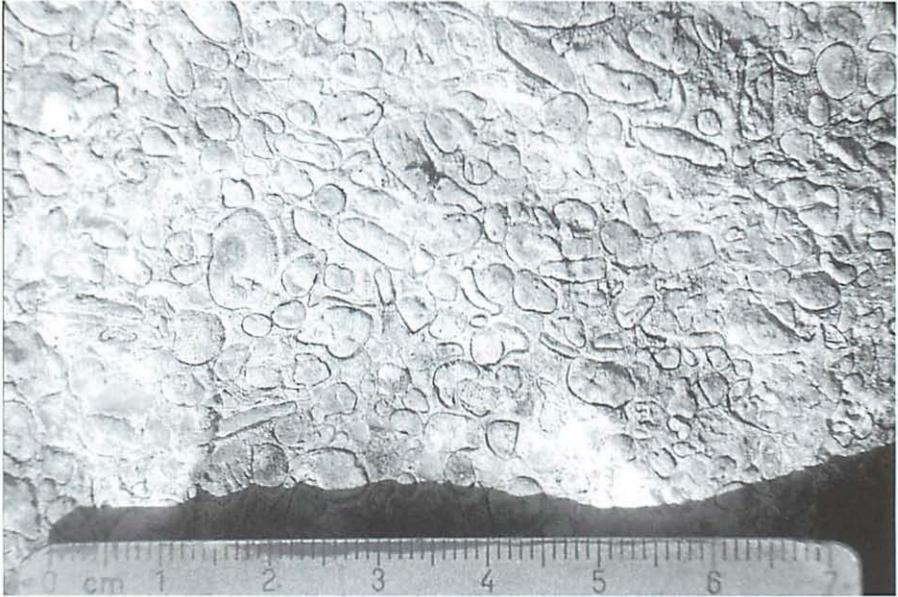


Abb. 23 Angewitterte Kalksteinfläche mit zusammengespülten und abgerollten Rotalgenthalli. Folge des Bol'soj Thač-Kalkes. Lesestein aus Geröllhalde unterhalb des Bol'soj Thač Berges, 600 m westlich des Gipfels (Foto: O. Tietz).



Abb. 24 Hexakorallenstock aus der Folge des Bol'soj Thač-Kalkes. Lesestein von der Plateauoberseite des Bol'soj Thač, ca. 100 m NW des Gipfels (Foto: O. Tietz).

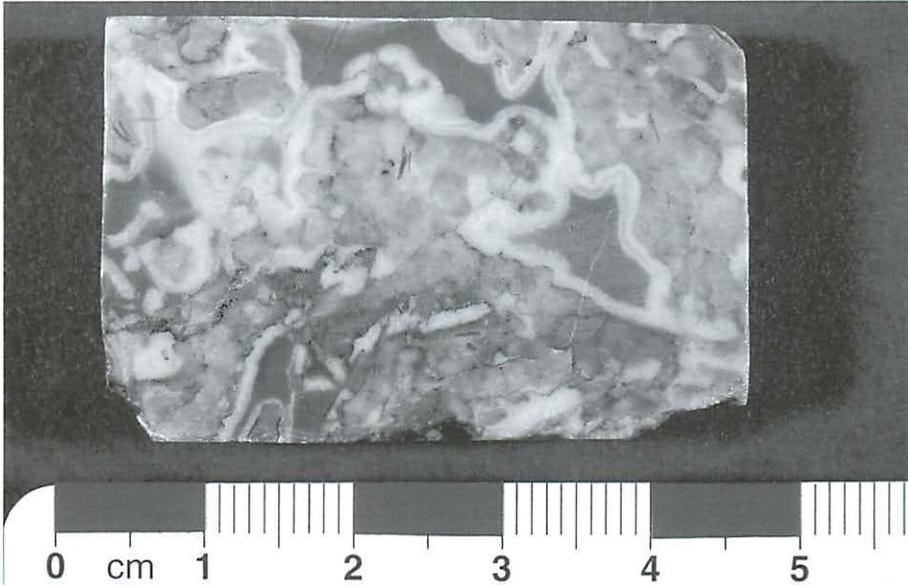


Abb. 25 Rotbraune Hohraumfüllungen (dunkelgrau) mit weißen Kalzitzaementsaum in Riffschuttkalk (hellgrau) der Bol'soj Thač-Kalk-Folge. Anschliff der Probe 97/18 (Inv.-Nr. 10568c). Plateauoberseite des Bol'soj Thač, kleine Klippen 1 km SW der Knāzeskaā-Wiese bei ca. 1950 m (Foto: O. Tietz).



Abb. 26 Großdimensionale Spaltenfüllung im Kalk der Bol'soj Thač-Kalk-Folge. Höhle Ambieu an der Ostseite des Hodz'-Talkessels bei 1380 m ü. HN. Bildbreite etwa 2 m (die Spaltenfüllung verläuft quer durchs Bild mit einem markanten Knick, das bizarre Feinmuster stellt dagegen Staubablagerungen dar, sogenannte Vermiculationen) (Foto: O. Tietz).

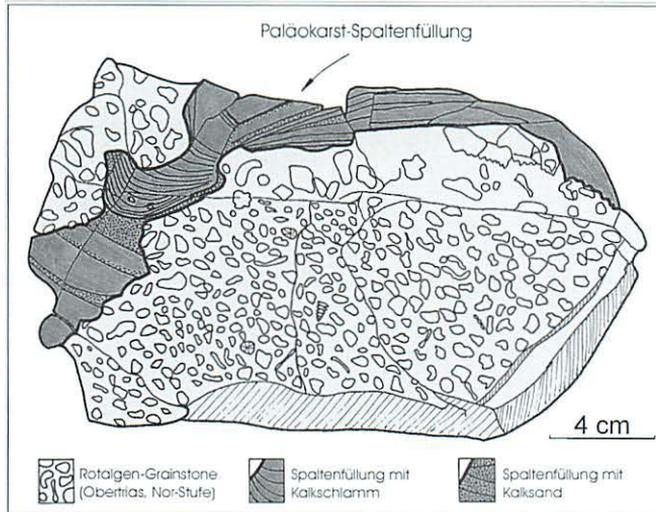


Abb. 27 Norischer Riffkalk (Bol'soj Thač-Kalk-Folge) mit Paläokarstspalte. Der Lösungshohlraum ist mit fossilfreiem vadosem Silt (?Rhätium) gefüllt, der als Indiz für die mechanische Verfallung typische Anlagerungsgefüge aufweist. Lesestein vom Osthang des Hodz'-Kessels, 500 m nördlich des Berges Opasno bei 1250 m ü. HN (Probe 97/60, Inv.-Nr. 10575c).

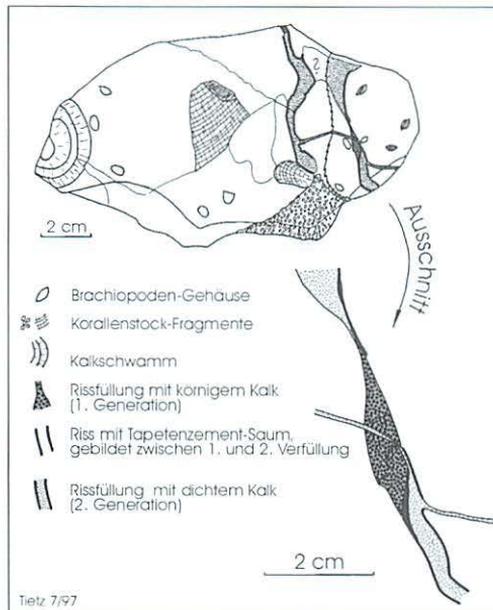


Abb. 28 Norischer Riffkalk (Bol'soj Thač-Kalk-Folge) mit zwei rissartigen Kavernen. Die diskordante Füllung der Kavernen belegt eine mehrmalige Anlage und Verfüllung der Paläo-Karsthohlräume. Lesestein von der Plateauoberseite des Bol'soj Thač, 2,5 km NW des Gipfels in einer Talrinne bei Pkt. 1990 m (Probe 97/39, Inv.-Nr. 10565b).



Abb. 29 Kalkstein mit Crinoidenstielgliedern und Brachiopodenschalen der Rotbraunen Kalkfolge. Lesestein 1,5 km westlich des Berges Koryto bei 1305 m ü. HN, 8 km NW des Bol'šoj Thač Gipfels (Foto: O. Tietz).

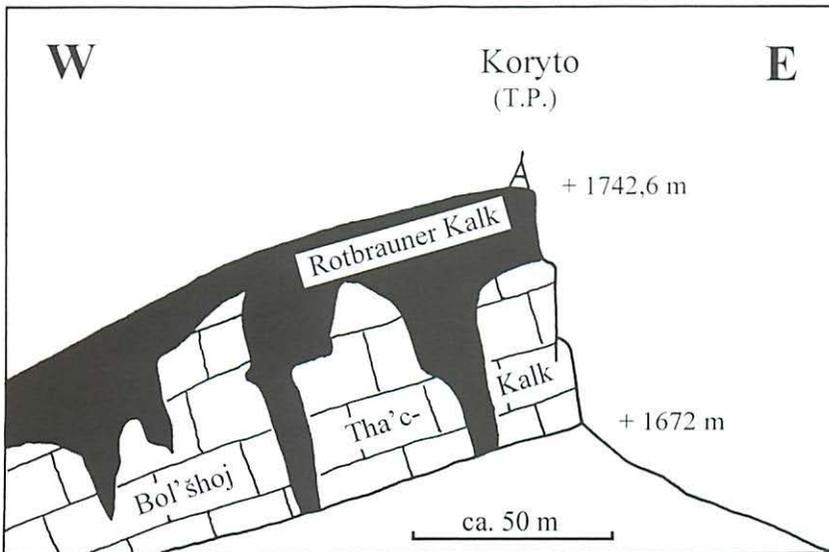


Abb. 30 Schematische Darstellung der Verbandsverhältnisse der beiden oberen triassischen Kalk-Folgen am Koryto-Berg, 7 km NW des Bol'šoj Thač-Gipfels (Dokumentation vom 2.7.1997)

5. Mikrofazies der Bol'šoj Thač-Formation (Norium)

Da die Abgrenzung der Bol'šoj Thač-Kalkfolge und der Rotbraunen Kalkfolge stratigraphisch wie faziell unsicher ist, wird die Mikrofaziesanalyse für die beiden Karbonateinheiten der Norium-Stufe zusammen durchgeführt. Anhand der Untersuchungen von 36 Dünnschliffen lassen sich 14 Mikrofaziestypen (MF-Typen) unterscheiden (Tab. 4).

Der Dünnschliff mit den Lias-Foraminiferen (s.o.) und drei weitere entweder mikrofaziell ähnliche Dünnschliffe oder von derselben Fundstelle aus dem Hangenden der Norium-Kalke werden in diese Gliederung nicht mit einbezogen. Mikrofaziell ähneln sie entweder stark dem MF-Typ C (allerdings mit etwas höheren Anteilen an Kalkschwämmen, benthonischen

Tab. 4 Mikrofazies-Typen und Ablagerungsbereiche der Norium-Kalke im NW-Kaukasus (Bol'šoj Thač-Massiv)

Indizes	Mikro-Faziestyp*	Anzahl der Dünnschliffe	Fazieszone nach WILSON (1975)	Ablagerungsraum (nach FLÜGEL 1978, FÜCHTBAUER 1988 u.a.)
A	Rotalgenkalke (++)			
A-1	Rotalgen Framestone	3	FZ 5	zentrales Riff (falls umgelagerte Blöcke, dann FZ 4)
A-2	Rotalgen Rudstone	7	FZ 4	riffnahes bis tieferes Vorriff
B	Korallen Framestone (+)	1	FZ 5	zentrales Riff (falls umgelagerte Blöcke, dann FZ 4)
C	Zweischaler/Crinoiden Packstone (+++)			
C-1	Zweischaler Packstone	8	FZ 6 (7)	Hinterriff, nahe der Lagune
C-2	Crinoiden Packstone	6	FZ 7 (6)	Übergangsbereich Hinterriff/Lagune
D	Kalkschwamm Mikrite (++)			
D-1	Schwammkörper Floatstone (Tuberculolith)	3	FZ 7	offene Lagune
D-2	Schwammnadel Wackestone (Spiculit)	1	FZ 1	tiefmarines Becken (?Lias-Kalk)
E	Turbate Mud- bis Wackestones (+)			
E-1	Dismikrit	3	FZ 8	abgeschlossene Lagune
E-2	Kalkbrekzie (?sedimentär, evtl. tektonisch)	4	FZ 3+4	steile Vorriff-Flanke (falls mass flow Bildung)
F	Jüngere Hohlraumbildungen (+++)?Rhät, evtl. Hettang	(8)	(diagenetisch)	1) meteorisch-phreatisch (Gesteinslösungsporen) 2) flachmarin-subtidal (allseitiger Zementsaum) 3) meteorisch-vados (Verfüllung mit vadosem Kalksilt)

* geschätzte Verbreitung der MF-Typen im Gelände: + selten, ++ häufig, +++ sehr häufig

Foraminiferen und Dolomit) oder es tritt ein unbekannter Typ eines gut sortierten Pelmikrites mit vielen Crinoidenstielgliedern auf, der lediglich gewisse Anklänge an den Malyj Thač-Kalk (Anisium-Stufe) aufweist.

5.1. A Rotalgenkalke

Diese meist ruditischen Kalke führen als Komponenten i.d.R. über 50 % Rotalgenthalli. Der Erhaltungszustand der Rotalgen ist sehr unterschiedlich, meistens lassen sich nur randlich um einen größeren rekristallisierten Zentralbereich Primärstrukturen unterscheiden. Daneben gibt es auch vollständig rekristallisierte Algenbruchstücke, die sich als solche nur noch nach der Größe und Kontur erkennen lassen. Seltener treten auch Rotalgenkörper mit nahezu vollständig erhaltenen Internstrukturen auf. Alle Rotalgen gehören zu der Familie der Solenoporacea. Anhand der fehlenden oder vorhandenen Quergliederung der Zellfäden lässt sich die relativ häufige Gattung *Parachaetetes* und beim Fehlen der Querelemente die quantitativ seltener auftretende Gattung *Solenopora* unterscheiden (FLÜGEL 1960). In den untersuchten 10 Dünnschliffen ließen sich in der Reihenfolge ihrer Häufigkeit folgende Arten nachweisen: *Parachaetetes maslovi*, *Solenopora endoi*, *S. cf. liassica*, *S. cf. nigra*, *S. cf. S. liassica* (FLÜGEL 1975, SCHÄFER & SENOWBARI-DARYAN 1983). Bereits MOISSEEV (1939) beschreibt für das Untersuchungsgebiet das Auftreten einer »buschigen Alge Corallinaceae (*Lithothamnium marii* gen. et sp. nov.)«, wobei die Familie und die Gattung erst seit dem Jura auftritt (FÜCHTBAUER 1988, S. 258, S. 274). Vermutlich sind damit die Rotalgenstöcke gemeint.

Die Kalke mit Rotalgen lassen sich weiter in autochthone und allochthone Bildungen untergliedern.

5.2. A-1 Rotalgen Framestone (Abb. 31)

Bei drei Dünnschliffen der Rotalgenkalke liegen vermutlich autochthone Gerüstkalke (Biolithite) vor. Auffallend sind bizarre astartige Konturen der Algenthalli und z.T. relativ große Abstände zwischen den Fossilien. Bindemittel ist Mikrit und/oder Sparit. Untergeordnet treten Foraminiferen (bis 20 %), Muscheln (bis 10 %) und Crinoidenstielglieder (bis 10 %) auf. Im Gegensatz zu diesen Komponenten besitzen die Rotalgenthalli sehr häufig dünne Mikritsäume und meist lokale Krustenaufwachsungen durch Cyanobakterien oder benthonischen Foraminiferen. Die Rotalgenkörper sind im Durchschnitt 10 mm groß und schwanken zwischen 3 bis 15 mm.

5.3. A-2 Rotalgen Rudstone (Abb. 32)

In sieben Dünnschliffen sind die Rotalgenfragmente deutlich abgerollt, zeigen teilweise eine gute Sortierung und sind überwiegend komponentengestützt. Die Bioklasten sind im Durchschnitt 2 bis 5 mm groß (max. 15 mm). Neben reinen Biospariten treten z.T. ausgewaschene Biosparite und auch reine Biomikrite auf, wobei letztere Matrixbildungen in ein oder zwei Dünnschliffen vermutlich als vadose Kalksiltfüllung ausgebildet sind (einmal ohne Komponenten und mit dünnem Faserzementsaum). Außer den Rotalgenthalli treten noch mit wechselnden Anteilen Crinoiden, Kalkschwämme bzw. Schwammnadeln, Korallenfragmente und Zweischaler auf. Die abgerollten Komponenten besitzen selten einen Mikritsaum (max. 9 % aller Komponenten) und noch seltener zentrifugale Umkrustungen.



Abb. 31 Rotalgen-Gerüstkalk. Dünnschliff (DS) 97/27, Bildbreite 1,8 cm, plan-polarisiertes Licht (PPL). Plateaukante der Knâzeskaâ-Wiese zum Hodz'-Kessel, 3 km NNW des Bol'soj Thač-Gipfels bei 1700 m ü. HN (Foto: O. Tietz).



Abb. 32 Kalk mit umgelagerten und abgerollten Rotalgenthalli, in der Mitte *Parachaetetes maslovi* Flügel, DS 96/8-4, Bildbreite 5,2 mm, gekreuzt-polarisiertes Licht (XPL). Lesestein am Hirtenpfad SW des Bol'soj Thač-Gipfels bei 1950 m ü. HN (Foto: O. Tietz).

5.4. B Korallen Framestone

Dieser Mikrofaziestyp ist nur durch einen Dünnschliff belegt, allerdings können im Gelände Korallenstockbildungen häufiger beobachtet werden (Abb. 24). Problematisch ist es jedoch zu entscheiden, ob autochthone Riffstrukturen vorliegen oder ob es sich um umgelagerte, überkopfgroße Riffschuttfragmente handelt, da die Strukturen auf den Felsflächen immer nur lokal sichtbar sind.

Bei dem Dünnschliff handelt es sich um einen Hexakorallenstock, dessen Äste in mikritischer Matrix mit kleineren Biogenen wie Foraminiferen, Zweischalerbruchstücken, Schnecken oder Schwammnadeln eingebettet sind.

5.5. C Zweischaler/Echinodermen Packstone

Bei diesen mit 14 Dünnschliffen sehr häufig vertretenen Mikrofaziestyp handelt es sich um mehr oder weniger ausgewaschene Biosparite mit jeweils einer dominierenden Hauptkomponente (34 bis 60 %), einer Nebenkomponekte (im Durchschnitt 17 %) und zahlreichen weiteren, aber deutlich selteneren Komponenten (diese z.T. weit unter 10 %). Die stets komponentengestützten Kalke bilden der Partikelgröße nach Grobarenite und zeigen eine wechselnde Sortierung von schlecht bis gut. Eine scharfe Abgrenzung der beiden Untertypen ist nicht möglich, da der Anteil der Hauptkomponenten fließende Übergänge aufweist und keine großen Unterschiede im sedimentären Mikrogefüge oder anhand der untergeordneten Komponenten vorliegen.

5.6. C-1 Zweischaler Packstone (Abb. 33)

In dem Mikrofaziestyp bilden überwiegend zerbrochene Zweischaler mit 25 bis 44 % die Hauptkomponenten (im Durchschnitt 34 % bei 7 Schliffen). Davon sind 62 % Muscheln und 38 % Brachiopoden. Alle Schalenfragmente (bei den Brachiopoden immer wieder auch in zweiklappiger Erhaltung) sind sehr dick, z.T. kräftig berippt und meist deutlich abgerollt. Als Nebenkomponekte treten bis 29 % disartikulierte Crinoidenstielglieder auf (Ø 17 %). Deutlich untergeordnet lassen sich, allerdings nie in allen Schliffen, in abnehmender Häufigkeit folgende Komponenten beobachten: abgerollte Rotalgenkörper (bis 25 %, Ø 9,9 %), Peloide (bis 30 %, Ø 9,1 %), benthonische Foraminiferen (bis 9 %, Ø 3,4 %), fast immer Fetzen oder abgerollte Klasten von nichtsegmentierten Kalkschwämmen (bis 20 %, Ø 8,4 %), seltene Schnecken (bis 4 %, Ø 1,3 %), zweimal Intraklasten (mit jeweils 6 %) und je einmal Lumps (20 %) und Fragmente großer Bryozoenstöcke (32 %).

Im Gegensatz zum MF-Typ C-2 besitzen die Komponenten hier bis 70 % Mikritrinden (Ø 22 %) und bis 14 % Umkrustungen (Ø 6 %, Abb. 34). Auch ist die Sortierung etwas besser (4 x gut), die Partikelgrößen nach FÜCHTBAUER (1988) sind geringfügig größer (0,3 – 1,2 – 3,7 mm) und der Zementanteil im Bindemittel ist mit durchschnittlich 64 % deutlich höher, als beim MF-Typ C-2 (bei 8 Dünnschliffen zwischen 16 und 99 %). Zweimal treten sogar (fast) reine Biosparite (Grainstones) auf (Abb. 34).



Abb. 33 Zweischaler Packstone mit Brachiopoden- (Mitte) und Muschelschalen (rechts und links außen), das Bindemittel ist Mikrit (dunkel, Mitte, rechts und unten) und lokal Sparit (hell, links um Muschelschale). DS 97/5, Bildbreite 5,2 mm, PPL. Tal am S-Rand der Knâzeskaâ-Wiese, 1880 m ü. HN (Foto: O. Tietz).



Abb. 34 Zweischaler Grainstone mit überwiegend sparitischem Bindemittel. Neben Brachiopoden (Mitte) und Muschelschalen (z.B. links oben), treten noch Crinoidenstielglieder (oben Mitte), Kalkschwammreste (z.B. links unten) und abgerollte Rotalgen (rechts unten) auf. DS 97/14, Bildbreite 5,2 mm, PPL. Bol'soj Thač-Plateau, 1,5 km NW des Gipfels bei 2140 m ü. HN (Foto: O. Tietz).

5.7. C-2 Echinodermen Packstone (Abb. 35, 36)

Die Bioklastkalke dieses MF-Typs führen bei 6 Dünnschliffen im Durchschnitt 64 % (47 – 85 %) Echinodermenfragmente, wobei davon lediglich 4 % (maximal 15 %) Echinidenstachel einnehmen, der überwiegende Rest sind disartikulate Crinoidenstielglieder. Als Nebenkomponekte treten im Durchschnitt 17 % Zweischalerfragmente auf (10 – 21 %). Im Gegensatz zum MF-Typ C-1 halten sich hier die Brachiopoden- und Muschelschalen etwa die Waage. Weiterhin gibt es mit abnehmender Häufigkeit folgende im Durchschnitt stets weniger als 4 % der Partikel einnehmende Komponenten: Lumps (max. 17 %), Fetzen von nichtsegmentierten Kalkschwämmen (max. 9 %), Pelloide (max. 12 %), benthonische Foraminiferen (max. 8 %) und einmal Bryozoenstockfragmente mit 8 %. In einem Schliff tritt ein großer, stark rekristallisierter (Schwamm-)Körper mit schwach welligem Lagenbau auf. Zum Teil sind senkrecht dazu ca. 200 µm breite Kanäle schemenhaft erkennbar (?Chaetotide mit Wachstumszonierung).

Auf den Komponenten treten Mikritrinden oder gar Krustenaufwachsungen sehr selten auf (erstere max. 20 %, Ø 4 %). Die Sortierung der Kalke schwankt zwischen gut bis schlecht und der Ausspülungsgrad des Bindemittels ist deutlich niedriger, als beim MF-Typ C-1 (nur durchschnittlich 32 % Sparit, bei den 6 Dünnschliffen zwischen 5 und 60 %, Abb. 36). Die Partikelgrößen liegen im Durchschnitt für alle 6 Dünnschliffe bei 0,3 – 0,9 – 3,2 mm.



Abb. 35 Echinodermen Packstone mit überwiegend sparitischem Bindemittel (heller grober Kalzitcement). Die Echinodermen (hier Crinoiden- bzw. Seeigelstielglieder) erscheinen meist dunkel und sind z.T. mit benthonischen Foraminiferen umkrustet (am großem Crinoidenklast rechts oben). DS 96/8-6, Bildbreite 5,2 mm, XPL. Lesestein am Unterlauf des Bol'soj Sahraj-Flusses bei 930 m ü. HN, östliche Talseite, ca. 1,5 km oberhalb (südlich) der Einmündung in den Malj Sahraj-Fluss (Foto: O. Tietz).

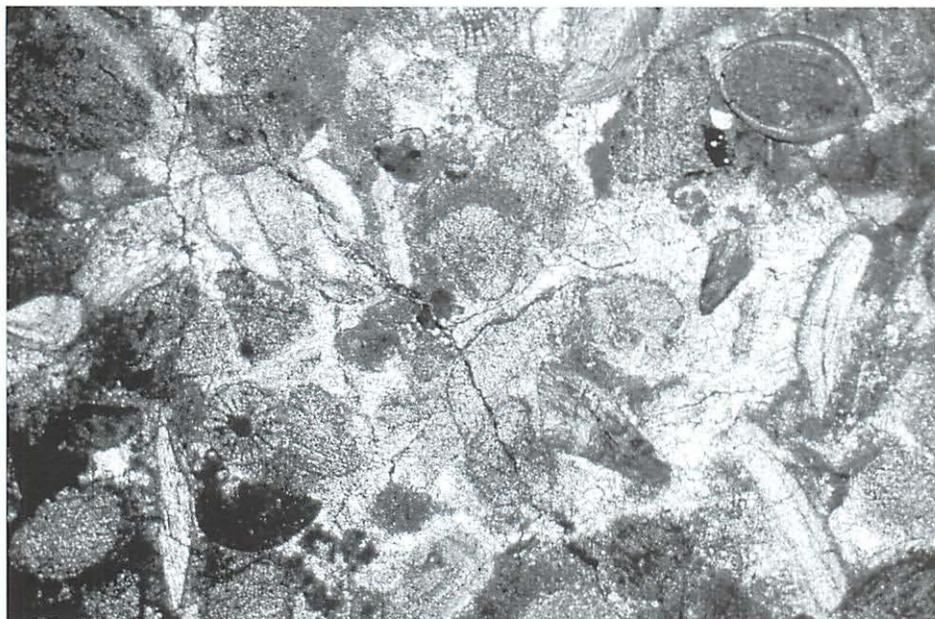


Abb. 36 Zum Teil ausgewaschener Biosparit. Die Hauptkomponenten sind Crinoiden, Echiniden (Seeigelstachel, erkennbar an dem radialem Muster) und Zweischalerfragmente, einmal in zweiklappiger Erhaltung (rechts oben). Besonders im mittleren Bereich mit sparitischem Bindemittel, sonst mit Mikrit. DS 97/24, Bildbreite 5,2 mm, PPL. Kurz unterhalb der Plateaukante der Knâzeskaâ-Wiese zum Hodz'-Kessel, 3 km NNW des Bol'soj Thač-Gipfels bei 1675 m ü. HN (Foto: O. Tietz).

5.8. D Kalkschwamm-Mikrite

In vier Dünnschliffen aus dem oberen Abschnitt der Norium-Kalke (Bol'soj Thač-Kalk- und Rotbraune Kalk-Folge) dominieren Kalkschwämme in überwiegend mikritischer Matrix.

5.9. D-1 Schwammkörper Floatstone (Tuberoolith) (Abb. 37)

In drei Schliffen treten 60 bis 70 % der Komponenten als fragmentierte Schwammkörper auf. Diese werden hier zwischen 1 und 12 mm groß. Im Gelände kann man in den meist kräftig rotbraun gefärbten Kalken häufig zahlreiche rundlich bis ovale Kalkschwämme von 4 bis 6 cm Durchmesser und deutlich hell (sparitisch) gefärbter Außenwand sehen. Der größere Innenraum ist oft mit Internsediment verfüllt oder besitzt seltener einen konzentrischen Schalenbau.

In den Dünnschliffen treten als Kalkschwämme zwei grundsätzlich verschiedene Bautypen auf. Am häufigsten sind es nichtsegmentierte Schwämme mit dem markanten irregulären Kanalporenmuster und einer rundlichen bis schlauchförmig gewundener Kontur (Abb. 37). Der zweite Bautyp sind segmentierte Kalkschwämme, wobei sich Schwämme mit einem homogenen schaligen Internaufbau und Kalkschwämme mit dünnen, nicht perforierten Wänden und großen Hohlräumen unterscheiden lassen. Die segmentierten Kalkschwämme

treten nur im MF-Typ D-1 auf, wo sie relativ selten sind und nur in einem Dünnschliff etwa die Hälfte der Kalkschwämme bilden, wohingegen Fragmente nichtsegmentierter Kalkschwämme auch in den MF-Typen A-2, C-1 und seltener in C-2 und E-2 vorliegen.

Untergeordnet treten mit jeweils max. 10 % weitere Komponenten auf, wie Brachiopodenschalen (2 x *Gosaukammerella* sp., SENOWBARI-DARYAN & FLÜGEL 1996), Fragmente von Rotalgen, Muschelschalen, Bryozoenstockfragmente, Schwammnadeln (Ein-, seltener Vielachser), sehr selten Crinoiden, Echiniden, Ostracoden und Foraminiferen. Die Kalkschwammkörper besitzen häufig lokale und z.T. relativ mächtige Aufwachsungen benthonischer Foraminiferen (10 bis 40 % der Schwämme). Das Bindemittel besteht meistens aus Mikrit, nur in komponentengestützten Bereichen tritt Sparit, z.B. in Regenschirmgefügen auf. Die Komponenten sind stets schlecht sortiert, da zwischen den deutlich größeren Kalkschwämmen die anderen viel kleineren Biogene schwimmen. Nach der Partikelgröße liegen arenitische Feinrudite vor (0,2 – 2,5 – 7 mm).

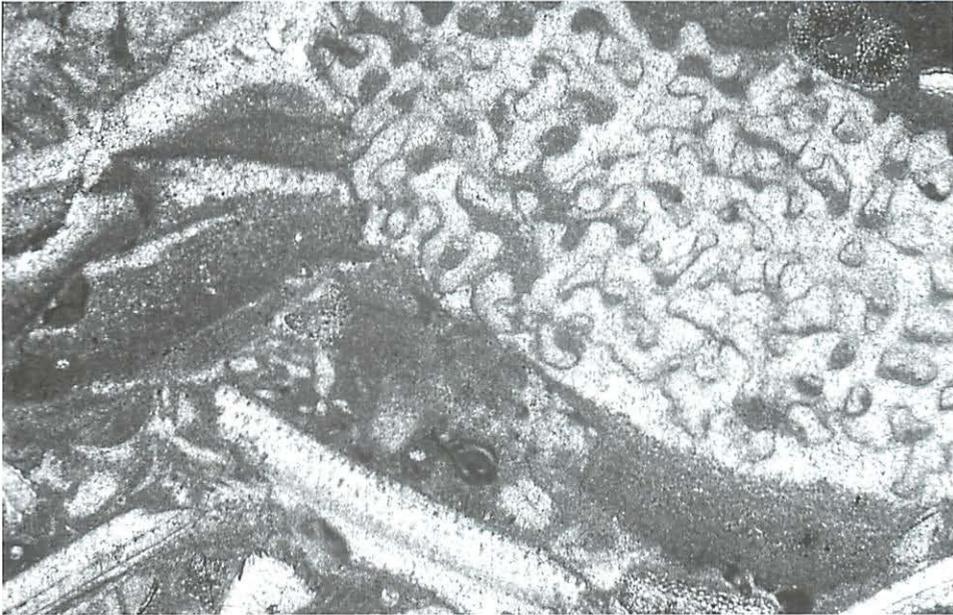


Abb. 37 Kalkmikrit mit nichtsegmentiertem Kalkschwamm (rechts oben) und punktater Brachiopodenschale (unten Mitte). DS 97/5, Bildbreite 5,2 mm, PPL. Tal am S-Rand der Knäzeskaâ-Wiese, 1880 m ü. HN (Foto: O. Tietz).

5.10. D-2 Schwammnadel Wackestone (Spiculit)

Aus einem kräftig rotbraun gefärbten Kalkmikrit stammt ein Dünnschliff, der zu 50 % der Komponenten kalzitische Schwammnadeln (überwiegend Einachser) führt. In dem matrixgestützten Kalk treten weiterhin 30 % benthonische Foraminiferen, ein halbzerfallener Kalkschwamm mit einem tabulaten Internaufbau und seltener dünnchalige Muscheln und Ostracoden auf. Der bioturbat überprägte Fein- bis Mittelarenit besitzt eine gute Sortierung (0,1 – 0,2 – 0,4 mm, max. 4 mm).

5.11. E Turbate Mud- bis Wackestones

Sieben Dünnschliffe heben sich deutlich von den anderen MF-Typen durch relativ wenige biogene Komponenten (0 – max. 50 %, meistens unter 10 %) und durch turbate Gefüge ab. Im einzelnen lassen sich Dismikrite und (?) sedimentäre Brekzien unterscheiden.

5.12. E-1 Dismikrit

Drei Dünnschliffe sind im Sinne von FOLK (1959, in FLÜGEL 1978) als Dismikrite ausgebildet. In Mikriten mit 0 bzw. 10 % Komponenten treten überwiegend laminare Fenstergefüge auf (LF-A-Typ nach MÜLLER-JUNGBLUTH & TOSCHEK 1969 in FLÜGEL 1978). Die meist sparitgefüllten Hohlräume nehmen stets nur wenige Prozent vom Gesamtgestein ein. Im Einzelnen gibt es deutliche Unterschiede bei den Fenstergefügen und der Mikrofazies.

Der Dünnschliff 58 ist ein komponentenfreier Mikrit mit einer deutlichen Lamination durch die Einschaltung gradierter Lagen mit opaken Flittern (10 – 50 µm). Parallel dazu treten etwa aller 0,5 bis 1 mm dünne Sparitlagen von 0,1 bis 0,5 mm Mächtigkeit auf, die basal oft ein andersgefärbtes Internsediment führen und deren obere und untere Begrenzungen parallel zueinander in schwach welliger Form verlaufen. Selten ist die Oberseite domartig und ausgefranst.

Im Dünnschliff 37 sind in einem fossilfreien dolomitischen Mikrospatit zahlreiche subparallele Hohlräume mit sparitischer Eisenkalzitfüllung unterschiedlicher Größe eingeschaltet (max. 7 x 3,2 mm, meistens wenige mm lang und unter 1 mm hoch). Unklar ist, ob die Hohlräume erst durch die Dolomitisation entstanden sind und ob dieser im Gelände nur einmal als Lesestein gefundene Lithotyp nicht sogar eine jüngere, liassische Bildung darstellt. Dolomitierungen wurden in allen 36 angefärbten Norium-Dünnschliffen nur in drei Dünnschliffen mit Gehalten von 2 bis 5 % nachgewiesen. Dagegen führen von fünf sicheren bzw. vermutlichen Liaskalk-Dünnschliffen drei spätdiagenetischen Dolomit zwischen 1 und 10 % im Gesamtgestein.

In dem Dünnschliff 26 a, einem schwach bioturbaten Foraminiferen-Schwammnadel Mudstone, treten meist parallel zur farblich erkennbaren Schichtung deutlich wellig ausgebildete, flache Stromatactisbildungen auf (max. 1 mm mächtig, lateral bis 1 cm aushaltend). Diese Hohlraumbildungen besitzen meist durch zonare Sparitausscheidungen einen drusenartigen, konzentrischen Aufbau. Basale Internsedimente fehlen, nur einmal treten an der Basis isolierte Foraminiferengehäuse auf. Die äußere Kontur der Fenster ist oft, besonders im Hangenden bizarr ausgefranst, selten ist die Unterseite deutlich eben ausgebildet.

5.13. E-2 Kalkbrekzie

Vier Dünnschliffe, die alle aus dem Hangenden Abschnitt der Norium-Kalke stammen, liegen als Kalkbrekzie vor. Dieser teilweise im Gelände nicht als Brekzie erkennbare heterogene MF-Typ besitzt ein Gefüge, das genetisch schwer interpretierbar ist. Die größten Probleme bereiten eine sichere Abgrenzung zwischen den Klasten und dem Bindemittel. Die Klasten zerfallen teilweise randlich oder sind unscharf begrenzt und besonders im Dünnschliff ähnelt die Matrix den mikritischen Klasten. Außerdem führt die Matrix feinste Fragmente, wie sie auch in den Klasten auftreten. Weiterhin sind ein Teil der Brekzien später

durch Kataklastenprozesse (Netzwerk von Mikrit- und Kalzitklüften) und durch Drucklösung (Styolithen), besonders an den Klastenrändern überprägt.

Den Brekzien gemeinsam ist ein fehlendes oder nur lokal ausgebildetes Fitting. Nach der quantitativen Methode von RICHTER & FÜCHTBAUER (1981, S. 455) weisen nur etwa 10 % (lokal max. 30 %) der Klasten korrespondierende Trümmergrenzen auf. Die Klasten besitzen oft drei bis viereckige Formen und sind teilweise abgerundet, aber meistens eckig ausgebildet (die Rundungszahl liegt zwischen 20 und 50 % im Sinne von FÜCHTBAUER 1988, S. 96). Die Größe der Klasten schwankt stark zwischen 0,1 und 70 mm, wobei in den Proben 17 a und 17 b nur 20 mm erreicht werden und im Dünnschliff 54 die Klasten max. 1 mm groß werden. Nur in der letzteren Probe liegt eine Fließregelung der Klasten vor und hier sowie in der Probe Nr. 50 ein matrixgestütztes Gefüge. In den beiden komponentengestützten Brekzien (17 a und 17 b) ist die mehr oder weniger deutlich andersfarbige Matrix z.T. nur netzartig zwischen den Klasten verteilt und nimmt nur 20 bis 30 % des Gesamtgesteines ein. Das Bindemittel der beiden anderen Brekzien wechselt zwischen 10 und 50 %, wobei neben Mikrit und Feindetritus auch spartische Areale auftreten.

Deutliche Unterschiede bestehen im Modalbestand der Klasten. Im Dünnschliff 17 a und b werden sie hauptsächlich durch Schwammnadel (Mud-) Wackestones gebildet, die fließend in z.T. ausgewaschene Biosparite und reine Grainstone-Klasten übergehen können. Weitere Biogene in diesen Klasten sind mit wechselnden Anteilen Crinoiden, Brachiopoden (keine Muscheln!, 1 x *Gosaukammerella* sp.), unsegmentierte Kalkschwammfragmente und selten Rotalgen, Schnecken, Foraminiferen, Echiniden, Ostracoden und Bryozoen. Diese Klasten zeigen deutliche Anklänge an den MF-Typ D-1, der ebenfalls klastische Gefüge aufweist, aber nie in einen Biosparit übergeht. Ein zweiter Klastentyp sind grobspatige Kalzitaggregate, wobei es sich vermutlich um rekristallisierte Biogenfragmente (?Kalkschwämme oder Korallen) handelt. Vermutlich können die auf den ersten Blick sehr unterschiedlichen Klastentypen aufgrund der Übergänge einem Ausgangsgestein zugeordnet werden, so dass diese beiden Dünnschliffe eine monomikte Brekzie darstellen.

Ähnlich könnte es sich bei den anderen Brekzien verhalten. In Dünnschliff 50 werden die Klasten überwiegend aus Mikriten bzw. Biopelmikriten gebildet, seltener treten isolierte Kalkschwammfragmente und grobspatige Sparitklasten dazu. Die maximal 1 mm großen Klasten in Dünnschliff 54 sind überwiegend kleinere Sparitklasten (?Kristallschutt zerfallener sparitisierter Biogene) und seltener isolierte und zerbrochene Crinoiden, Biosparite und kleinere Mikrite (?Lumps). Trotz gewisser Unterschiede in der Klastenführung liegen auch Gemeinsamkeiten vor, wie die in allen Brekzien auftretenden, allerdings schwer deutbaren grobkristallinen Sparitklasten.

Eine genetische Interpretation der Brekzien ist sehr schwierig. Auch ist es problematisch anhand der wenigen Dünnschliffe und fehlender Großanschliffe eindeutige Aussagen zu treffen. Im Gelände selber ließen sich aufgrund der lückenhaften Aufschlussverhältnisse (z.T. nur Lesesteine) und der immer fragmentarisch erkennbaren Gefüge auf den Felswänden keine Aussagen zur Lagerung, Form, Mächtigkeit, Ausdehnung und den Kontakten der Brekzie treffen.

In Anlehnung an RICHTER & FÜCHTBAUER (1981) und FÜCHTBAUER (1988) kann es sich um sedimentäre debris flow Ablagerungen, um eine diagenetische Internbrekzie oder um eine diagenetisch-tektonische Spaltenbrekzie handeln. Alle drei Brekzientypen können ineinander übergehen, wie RICHTER & FÜCHTBAUER 1981 für die Trias und den Jura der Tethys

Griechenlands zeigen, was in einem ursächlichen Zusammenhang steht. Nach ihren Untersuchungen kam es durch flexurartige Absenkungen am Rande einer Karbonatplattform zu Internbrekzisierung der halbverfestigten Karbonate, die nach unten in den entstandenen Spalten als matrixreichere Spaltenbrekzien und an der nicht verfestigten Sedimentoberfläche als mass flow Bildungen umgelagert werden können. Aufgrund des geringen fittings und die relativ hohe Rundungszahl der Klaster kann eine Internbrekzienbildung nach FÜCHTBAUER (1988, Abb. 3 – 21) ausgeschlossen werden. Der relativ geringe Grundmasseanteil der monomikten Kalkbrekzien (17 a und b) spricht mehr für eine mass flow Brekzie, wohingegen die bindemittelreicheren Kalkbrekzien (50 und 54) auch als Spaltenbrekzien interpretiert werden könnten.

6. F Jüngere Hohlrumbildungen

In den 36 untersuchten Norium-Dünnschliffen treten in 8 Dünnschliffen markante Hohlrumbildungen auf, die sich auch im Gelände durch ihre andersfarbigen Karbonatfüllungen häufig beobachten lassen. Dabei treten sie, außer im MF-Typ E in allen MF-Typen gleichermaßen auf. Besonders bei den Anschliffen wird deutlich, dass die gegenüberliegenden und meist scharf ausgebildeten Ränder keine Passform (fitting) aufweisen, sondern irregulär-buchtig verlaufen. Das Auftreten der Hohlräume ist spaltenartig bis isoliert, dünne flaschenhalsartige Verbindungen sind anschnittsbedingt nur teilweise erkennbar. Die Hohlräume verlaufen diskordant zum Gefüge (Abb. 27) und umfahren meistens die Komponenten des Rahmengesteins, eine selektive Anlage, z.B. nur in der Matrix, lässt sich nicht beobachten. Die Durchmesser der Hohlräume schwanken zwischen wenigen mm bis in den Meterbereich (Abb. 26), wobei im Gelände meistens nur kleinere Hohlräume im Zentimeterbereich auffallen, die sich aber oft mit zahlreichen Unterbrechungen und Versätzen über viele Meter verfolgen lassen.

Die immer vollständig verfüllten Hohlräume weisen meist folgenden zweiphasigen Aufbau auf: ein randlicher Tapetenzementsaum umschließt eine zentrale Kalk-Mikrit/Siltfüllung (Abb. 25). Nur in einem Dünnschliff sitzen dem Internsediment Sparithauben auf und in einem weiteren Dünnschliff fehlt der Tapetenzement. Der im Handstück weiße, im Dünnschliff stets bräunlich trübe Zementsaum besteht überwiegend aus einem grobkristallinen, blattförmigen Palisadenzement aus eisenfreiem Kalzit, der oft drusenartig in mehreren deutlich abgesetzte Lagen auftritt. Selten liegen einlagige Zementsäume als Hundezahnzement vor. Die Kristalle sind i.d.R. 0,5 bis 1 mm lang (0,2 bis 1,4 mm) und z.T. isogranular-richtungslos rekristallisiert (besonders die äußerste Lage). Die Zementsäume korrespondierender Hohlräume besitzen stets eine konstante Mächtigkeit zwischen 0,2 und 3 mm.

Die kalkige Mikrit/Silt-Füllung im Zentrum der Hohlräume ist meistens komponentenfrei und besitzt oft eine Feinschichtung durch Kristallgrößenwechsel mit typischen Anlagerungsgefügen (Abb. 27). Die Kristallgrößen können dabei bis 25 µm (Feinsilt) groß werden. Vereinzelt schwimmt im Internsediment besonders basal feinsten Detritus von Kalzitkristallen aus dem randlich lokal abgelösten Tapetenzement und aufgenommenen Gesteinsdetritus (40 bis 200 µm Größe). Die im Dünnschliff meistens graue Internfüllung besitzt im Anschliff stark variierende Farben von hellgrau über hell- bis dunkelrotbraun und dunkelgelbbraun. Im Gelände, aber auch in einem Dünnschliff wird sichtbar, dass die Hohlräumfüllungen z.T. zweiphasig erfolgten, da in einem Beispiel neben verschiedenfarbigen Internsediment-

verfüllungen auch zwei Zementsaumgenerationen auftreten und in einem anderen Fall ein Internsediment von einem jüngeren durchschlagen wird (Abb. 28). In einem Dünnschliff zeigen die Geopedralgefüge zwischen dem Rahmengestein und der Hohlräumausfüllung eine Verstellung von etwa 10° bis 15° an.

7. Interpretation der Untersuchungsergebnisse

7.1. Malyj-Thač-Formation (Indusium-bis Anisium-Stufe)

Nach den Untersuchungen von EDIGARÂN (1963) und den eigenen Beobachtungen weist die Basalkonglomerat-Folge eine differenzierte Entstehung auf. Zunächst setzte eine terrestrische Entwicklung mit monomikten Schuttbildungen (Block-Fanglomerate) ein, die nur lokal in Vertiefungen erhalten sind. Die monomikte Zusammensetzung und geringe Rundung der Klasten sprechen für geringe Transportweiten, wie sie für trockene Schwemmfächer (alluvial fans) in proximaler Fazies typisch sind (SCHÄFER 2005). Anschließend wurden diese nur lokal ausgebildeten Sedimente durch lateral weiter ausgedehnte fluviatile Aufschotterungen (oligo- bis polymikte Konglomeratlagen und -linsen) überdeckt. Im hangenden Abschnitt machen sich erste flachmarine Überflutungen durch das Auftreten von Kalkooiden in überlagernden Kalksandsteinen bemerkbar, die im gesamten Untersuchungsgebiet auftreten. Insgesamt bewirkten die Ablagerungen eine Nivellierung des Paläoreliefes. Orientierungsmessungen an eingeregelteten Flussgeröllen ergaben nach EDIGARÂN (1963) eine Paläoströmungsrichtung der Flüsse von Nord nach Süd (maximal aus ENE bis NW). Das steht allerdings im Widerspruch zu der angenommenen Land-Meerverteilung für die damaligen Zeit (s. Kap. 2), wo eher eine Schüttung von der Kaukasus-Insel aus Süden zu erwarten wäre.

Die durchgehende marine Sedimentation beginnt mit der Afonka-Kalkfolge im Olenekium mit schwach sandigen und massigen Kalksteinen konstanter Mächtigkeit. Nach EDIGARÂN (1963) handelt es sich um Ablagerungen eines küstennahen Karbonatschelfes mit geringer Wassertiefe und ausgeprägter Wasserbewegung (häufig Kalkooide!) unter einheitlichen Ablagerungsbedingungen. Im Hangenden werden die Kalke (dünn-)plattig, führen nur noch pelagische Organismen (Ammoniten, dünnschalige Muscheln) und sind durch organischen Kohlenstoff (autigenes Bitumen) gekennzeichnet. EDIGARÂN (1963) leitet daraus eine Sedimentation unter anaeroben Bedingungen in Meeresbodennähe ab. Er nimmt stagnierende hydrodynamische Ablagerungsverhältnisse an, wie sie im geschlossenen Schelf oder der Tiefsee möglich sind. Im mittleren Profilabschnitt wird die Sedimentation durch extraklastenführende Trübströmeinschaltungen (Turbidite) unterbrochen, die für tektonische Aktivitäten (Erdbeben, Landhebung) und Landnähe (exponiertes Kristallin unweit des Karbonatschelfes) sprechen.

Nach den ersten Untersuchungen von 12 Dünnschliffen der Karbonate der Malyj Thač-Kalkfolge handelt es sich um Bildungen eines flachen Karbonatschelfes, der gut durchlüftet war und unter mehr oder weniger deutlicher terrigener Beeinflussung stand.

Für die Ablagerung in der bewegten Wasserzone sprechen vor allem das häufige Auftreten von Ooiden, die meist als Rinden- oder Einfachooide vorliegen (Abb. 38), eine Vielzahl weiterer Komponenten, wie diverser Schalendetritus (Abb. 39), Algen-Peloide oder häufige Mikritrinden um biogene Komponenten, sowie die i.d.R. mäßige bis schlechte, selten gute Sortierung. Anhand des Schalenaufbaues und der Größe der Ooide lässt sich ein Bildungs- und vermutlich auch Ablagerungsraum für diese fazieskritischen Komponenten im tieferen

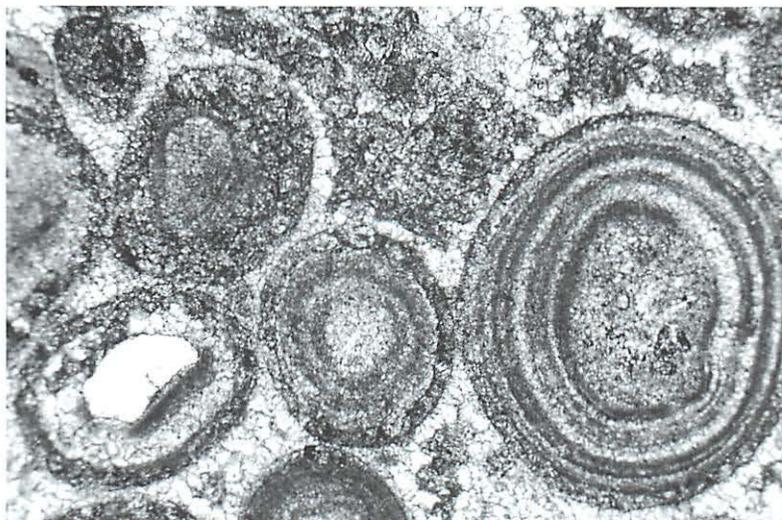


Abb. 38 Gut sortierter Oosparit. Die Ooide und das sparitische Bindemittel sind z.T. dolomitisiert (dunkle zuckerkörnige Verdrängungen). Links unten ist ein (helles) Quarzkorn der Kristallisationskeim für die Ooidbildung. DS 97/75e, Bildbreite 2,6 mm, PPL. Lesestein am SW-Hang des Malyj Thač unterhalb des Gipfels bei 2050 m ü. HN (Foto: O. Tietz).

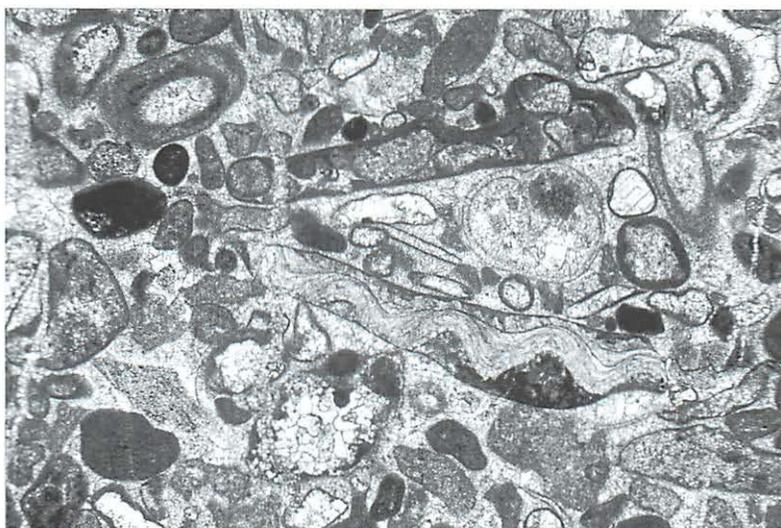


Abb. 39 Zweischaler Pelsparit. Neben Zweischalerfragmenten (Brachiopod unten, Muschel oben) treten zahlreiche schwarz mikritisierte Bioklasten (Peloide) und graue mikritische Intraklasten auf. Zwischen den beiden großen Zweischalerfragmenten sitzt ein Schneckengehäuse. DS 96/8-1, Bildbreite 5,2 mm, PPL. Lesestein von der NE-Seite des Malyj Thač-Plateaus, 750 m NE des Gipfels bei 1840 m ü. HN (Foto: O. Tietz).

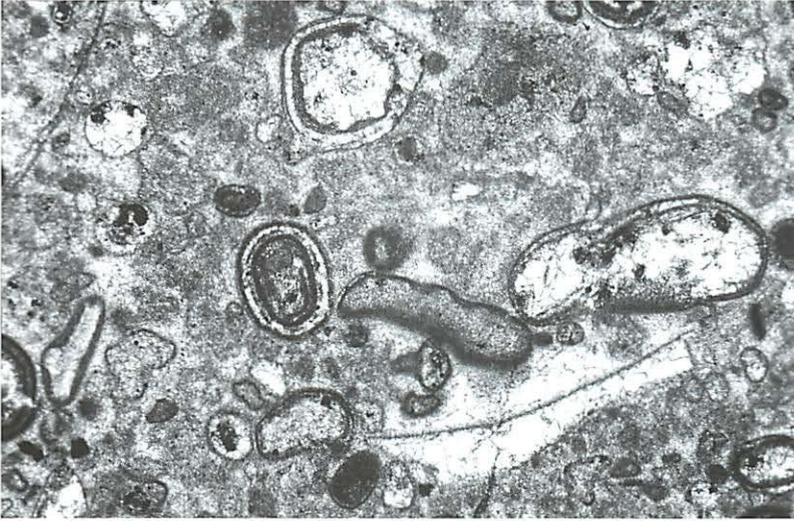


Abb. 40 Schwach ausgewaschener Intraklast Packstone. Zahlreiche kleine Peloide und Mikritintraklasten lassen das Bild fleckig erscheinen. Weitere Komponenten sind Einfachooide, Rindenkörner und Calcisphären (?Algen oder Foraminiferen). Das mikritische Bindemittel (dunkel) ist lokal ausgewaschen (mit hellem Sparit zementierte Bereiche). DS 97/75p, Bildbreite 5,2 mm, PPL. Lesestein am Fuße der Malyj Thač-Felsstufe unterhalb des Gipfels bei 2110 m ü. HN (Foto: O. Tietz).

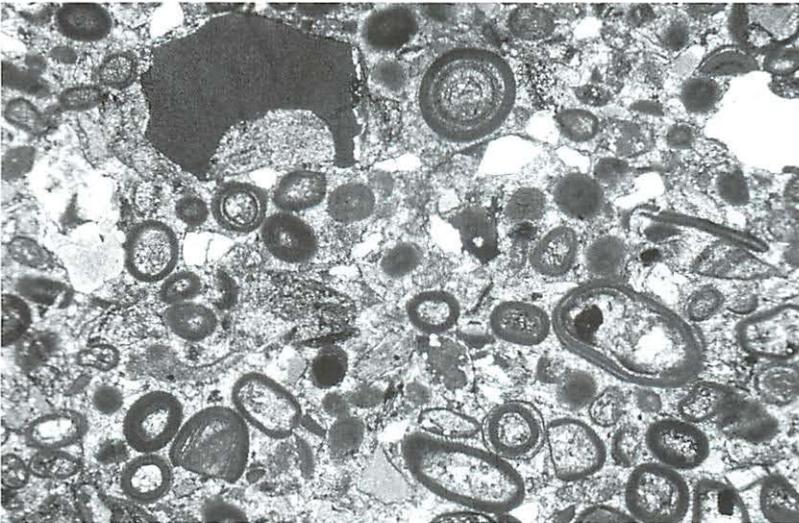


Abb. 41 Ooid Grainstone mit eckigen Quarz- und Gesteinsklasten (z.B. dunkel/grau – links oben oder hell – am rechten oberen Rand). DS 97/75b, Bildbreite 5.2 mm, XPL. Lesestein am SW-Hang des Malyj Thač unterhalb des Gipfels bei 2040 m ü. HN (Foto: O. Tietz).

Flachwasserbereich, der noch unter Welleneinfluss steht mit einer Wassertiefe von etwa 2 bis 15 m ableiten (FLÜGEL 1978, S. 114ff.). Die Bathymetrie des Ablagerungsraumes wird weiterhin durch die Textur der Kalke und die Art des Bindemittels gestützt. Meistens liegen komponentengestützte Biosparite mit Übergängen zu matrixgestützten und nur teilweise ausgewaschenen Sedimentgefügen vor (Abb. 40).

Der z.T. hohe Anteil an Extra- und Intraklasten (Abb. 41) spricht für einen deutlichen Festlandseinfluss (Schüttung kristalliner Komponenten aus dem freigelegten, d.h. gehobenen Basement) und für eine teilweise Exponierung karbonatischer Ablagerungen des Sedimentationsraumes, da diese wieder aufgearbeitet und umgelagert wurden. Letztere Intraklasten sind überwiegend (Bio-)Mikrite, wie sie aus den Kalk-Folgen des Untersuchungsgebietes nicht bekannt sind. Eventuell handelt es sich um gleichalte lagunäre (?Watten-)Bildungen. Seltener befinden sich darunter Oosparit-Intraklasten, wie sie auch in der Malyj Thač-Kalkfolge auftreten. Insgesamt kann daher für die Malyj-Thač-Kalkfolge eine relativ flache und küstennahe Karbonatschelf-Sedimentation angenommen werden.

Mit der Sahraj-Kalkfolge vertieft sich der Sedimentationsraum, wobei gleichzeitig der terrestrische Einfluss deutlich zurückgeht, was vermutlich eine Entfernungszunahme zum Festland bedeutet. Es kann daher ein Meeresspiegelanstieg mit einer fortschreitenden Überflutung (Transgression) der Festländer angenommen werden. Die Ablagerungen ähneln stark dem oberen Abschnitt der Afonka-Kalkfolge mit einem rhythmischen (?exogen gesteuerten) Wechsel aus dichten Kalk- und Tonsteinen. Auch die spärliche pelagische Fauna unterstützt eine landferne Ablagerung. Im zentralen Profilabschnitt sind Kalkturbidite (kalkige Trübstromablagerungen) mit allochthonen Kalksteinfragmenten eingeschaltet, die für eine Versteilung des Reliefs und eine Sedimentumlagerung innerhalb des Karbonatschelfes sprechen (tektonische Zerblockung des Schelfes).

7.2. Sattelschichten-Formation (Ladinium- und Karnium-Stufe)

Mit der Sattelschichten-Formation nimmt wieder der silikaklastische Eintrag und damit der terrestrische Einfluss zu. Vermutlich kam es zum Rückzug des Meeres (Regression) und zu fluviatilen Schüttungen aus dem Hinterland (Inselbogen des Großen Kaukasus). Der hohe Anteil an disperser organischer Substanz bis hin zu Landpflanzen-Häcksellagen, detritische Glimmereintragungen, Spurenfossilien, lokale Einschaltung mariner Fossilien und die größeren Rinnensedimente können für Deltaablagerungen sprechen. Dabei bilden die dunklen Siltsteine die Sedimente der sumpfigen Deltaebenen, wohingegen die Sand- und Kieseinlagerungen fluviatile Rinnen darstellen (SCHÄFER 2005).

Im Widerspruch zu dieser Interpretation steht die mehrmalige Einschaltung mariner Organismen (s. auch EDIGARÂN 1962) und die kontinuierliche Korngrößenabnahme im Profil nach oben. Für Deltaablagerungen sind dagegen signifikante Kornvergrößerung zum Hangenden typisch (sog. oben-grob-Sequenzen, TUCKER 1985, S. 70ff.). Oben-fein-Sequenzen treten dagegen in transgressiven Küstenablagerungen auf (FÜCHTBAUER 1988, S. 896ff.), wo weiterhin die durch küstenparallele Strömungen mehrmals umgelagerten Sande nur noch aus stabilen Komponenten aufgebaut werden (sog. Recycling-Sande), wie sie auch in der Sattelschichten-Formation auftreten. Hauptsächlich feinkörnige Sedimente mit wenigen größeren Einschaltungen treten bei Küstenablagerungen besonders im Watt (Gezeitenküste) oder in Lagunen (geschützte Küste) auf. Es fehlen dafür allerdings typische

Sedimentgefüge, wie verschiedene Arten von Rippeln (Linsen- und Flaserschichtung). Nur weiterführende sedimentologische Untersuchungen können eindeutige Antworten zur Genese der Sattelschichten-Formation liefern.

7.3. Bol'šoj Thač-Formation (Norium-Stufe)

Für die aufgestellten 14 MF-Typen der Norium-Stufe lässt sich kein räumliches Verteilungsmuster ermitteln, da die meisten Proben entweder aus dem Hangschutt am Fuße der Abbruchkante oder von der Plateauoberseite des Bol'šoj Thač-Massives stammen. Auch eine Kartierung der makroskopisch z.T. gut unterscheidbaren Faziestypen ist aufgrund der Unzugänglichkeit der Hauptprofile an den bis 200 m hohen Steilwänden nicht möglich. Darüber hinaus wird eine Lithotypenkartierung durch den Flechtenbewuchs und der grauen Patina auf den Felsoberflächen erheblich erschwert.

Allerdings deutet sich nach den Geländeuntersuchungen an, dass die MF-Typen A bis C mehr in dem unteren Abschnitt des Kalkmassives auftreten, wohingegen die MF-Typen D bis F mehr für den oberen Abschnitt und für die randlichen Gebiete typisch sind. Ausgenommen davon sind die MF-Typen B und C, die gleichmäßig über das ganze Profil bzw. Gebiet verteilt zu sein scheinen. Eine halbquantitative Abschätzung der Häufigkeit der MF-Typen nach den Geländebeobachtungen kann Tab. 4 entnommen werden.

7.3.1. A + B Rotalgenkalke und Korallen Framestone

Rotalgen treten nach FLÜGEL (1978) rezent und vermutlich auch fossil überwiegend marin im Intertidal und dem oberen Subtidal auf. Die der ausgestorbenen Familie der Solenoporaceae phylogenetisch am nächsten stehende Familie der Squamariaceae (WRAY 1977) bevorzugt rezent geringe Wassertiefen ab der Unteren Gezeitenfläche bis einige Meter unter NN (FLÜGEL 1978). Gegenwärtig können Rotalgen in gut durchlichteten Bereichen maximal bis in eine Meerestiefe von 250 m auftreten, überwiegen aber über der 25 m Wassermarke (FLÜGEL 1978, FÜCHTBAUER 1988) und bevorzugen relative Küstennähe sowie Warmwasserverhältnisse kleinerer geographischer Breiten. Die überwiegend hochmarinen Rotalgen treten auch gegenwärtig unter verringerter Salinität, z.B. in der Ostsee auf und sind nicht nur in tropischen Bereichen, sondern auch aus arktischen Meeren bekannt (FÜCHTBAUER 1988).

POIGNANT (1977) betont, dass aktualistische Vergleiche bei den Rotalgen problematisch sind, da die heute lebenden Familien z.T. deutliche morphologische Unterschiede aufweisen und die Ablösung der fossilen Familien seit dem Beginn des Mesozoikums mit einem bedeutenden ökologischen Wechsel einherging.

Die häufigsten bestimmbaren Rotalgenarten sind *Parachaetetes maslovi* und *Solenopora endoi*, die nach FLÜGEL (1975) in den Typuslokalitäten der Alpen stets in Riffkalcken, die erste Art speziell aus dem zentralen Riffareal bzw. aus dem riffnahen Vorriffbereich stammen. Beide Arten treten in den Alpen im Norium oder Rhätium, vermutlich nur im oberen Norium auf, wie es auch im Unersuchungsgebiet der Fall ist. Auch die rezenten Verteilungsmuster zeigen, dass Rotalgen überwiegend im Riffbereich und den unmittelbar angrenzenden Lebensräumen auftreten, dagegen sind Grünalgen bevorzugt in der landseitig anschließenden Lagune vertreten (FLÜGEL 1978, S. 268 und FÜCHTBAUER 1988, S. 257). In den 36 untersuchten

Dünnschliffen der Norium-Stufe sind bis auf wenige fraglichen Ausnahmen keine Grünalgen beobachtet worden. Nur in den älteren Malyj Thač-Kalk treten einige sichere Exemplare auf.

In einem Teil der Dünnschliffe liegen die Rotalgenkörper als autochthone sessile Gerüstkalke vor, die dem zentralen Riffbereich (Riffkern) zugeordnet werden können: SMF (Standardmikrofazies) – Typ 7 bzw. Fazieszone (FZ) – 5 nach WILSON (1975). Es kann allerdings nicht ganz ausgeschlossen werden, dass es sich dabei um umgelagerte Riffblöcke handelt, wodurch der Ablagerungsraum dem Vorriffbereich zuzuordnen wäre (SMF-Typ 6, FZ 4 nach WILSON 1975). Ähnlich verhält es sich bei dem MF-Typ B (Korallen Framestone). Mit Sicherheit gehören aber die eindeutig allochthonen Rotalgenkalke (MF-Typ A-2) zum riffnahen Vorriffbereich, der allerdings teilweise auch schon Merkmale der tieferen Riff-Flanke (riffernes Vorriff) aufweist (SMF-Typ 5, FZ 4 nach WILSON 1975). Letzteres belegen Übergänge von Rudstones zu Floatstones durch die Zunahme der mikritischen Matrix. Für den Vorriffbereich sprechen weiterhin die überwiegend ruditischen Partikelgrößen der Bioklasten, die seltene Ausbildung von Rindenkörnern und das Fehlen von Peloiden.

7.3.2. C Zweischaler/Echinodermen Packstone

Die mehr oder weniger stark ausgespülten grobarenitischen Bioklastkalke sind neben einer wechselnd guten Sortierung und einer unterschiedlich starken Abrollung der Komponenten vor allem durch eine artenarme aber individuenreiche Fauna charakterisiert. All diese Merkmale sind typisch für die Fazieszonen 6 (7) nach WILSON (1975) oder der Y- (Z-) Zonen nach dem Irwin-Modell (in FLÜGEL 1978). Die Ablagerung erfolgte im flachen Subtidal bzw. im unteren Bereich der von der Wellentätigkeit beeinflussten Zone in einer Wassertiefe bis etwa 10 m (FLÜGEL 1978, S. 363). Solche Bedingungen finden sich entweder im Übergangsbereich zwischen Untiefen (Barren) und der anschließenden Lagune oder im geschützten Hinterriffbereich im Übergang zur Lagune, wofür auch der z.T. sehr hohe Anteil von Rindenkörnern und Peloiden spricht. Das Auftreten von umgelagerten Rotalgenkörpern zeigt eine Verzahnung und die Nähe zum zentralen Riffareal an.

7.3.3. D-1 Schwammkörper Floatstone (Tuberculolith)

Kalkschwämme sind ausgesprochene Flachwasserbewohner, die rezent am häufigsten in weniger als 4 m tiefem Wasser anzutreffen sind. Sie bevorzugen klares und warmes Wasser (FÜCHTBAUER 1988). Fossil sind sie typische Vertreter von Lagunensedimenten. Die fragmentarische Erhaltung, die relativ häufigen Umkrustungen, z.B. durch sessile Foraminiferen und die Einbettung in überwiegend mikritischer Matrix sprechen für eine Aufarbeitung, Umlagerung und Einbettung der Schwammkörperfragmente in stilleren und tieferen Meeresbereichen (texturelle Inversion nach FLÜGEL 1978). Nach WILSON (1975) sind diese Merkmale typisch für die FZ 7, wo in offenen Lagunen, Buchten oder Meeresstraßen hinter dem Plattformrand bzw. von Riffen die Wasserzirkulation stark herabgesetzt ist. FLÜGEL (1978, S. 406) gibt für diesen Ablagerungsraum Wassertiefen von wenigen Metern bis wenigen zehn Metern an. Das Auftreten von nichtsegmentierten Kalkschwämmen im MF-Typ A-2 (Rotalgen Rudstone) und C-2 (Echinodermen Packstone) deutet auf Verzahnungen mit flacheren Ablagerungsräumen und somit zum vermutlich ursprünglichen Lebensraum der Kalkschwämme hin. Allerdings liegen keine Schwamm-Nachweise aus dem eigentlichen Riffbereich (MF-Typen A-1 und B) vor. Dafür treten umgekehrt im MF-Typ D-1 vereinzelt umgelagerte Rotalgenkörper auf.

7.3.4. D-2 Schwammnadel Wackestone (Spiculit)

Spiculite werden im allgemeinen dem tiefmarinen Bereich zugeordnet (FZ 1 nach WILSON 1975), wenn die Schwammnadeln auf Kieselschwämme zurückgeführt werden können. Diese Entscheidung ist, wie auch in dem vorliegenden Fall, aufgrund der häufigen Kalzitisierung der Kieselskieren oft schwierig. Als zusätzliches Kriterium für eine tiefmarine Ablagerung müsste das Sediment eine eindeutige Lamination besitzen (FLÜGEL 1978). Da diese nicht vorliegt (das Gefüge ist sogar schwach bioturbat) kann dieser MF-Typ vermutlich der FZ 7 nach WILSON (1975) in Analogie zu dem vorangegangenen MF-Typ C-1 gestellt werden. Auch hier treten neben den Kalkschwammkörpern mehr oder weniger zahlreich Schwammnadeln ähnlicher Bauart und Größe auf. Weiterhin ist in dem Spiculit ein stark zerfallener, aber strukturell deutlich von den anderen Schwämmen abweichender Schwammkörper eingebettet.

7.3.5. E-1 Dismikrit

Dieser MF-Typ ist in wechselnden Anteilen durch Fossilarmut, Lamination, spätdiagenetische Dolomitisation aber vor allem durch Fenstergefüge (Stromatactis) gekennzeichnet. Diese Merkmale treten summarisch im SMF-Typ 19 nach WILSON (1975) auf und können somit der FZ 8 zugerechnet werden. Dieser Ablagerungsraum des Wilson-Schemas ist durch sehr stark eingeschränkte Wasserzirkulation charakterisiert, wie sie in abgeschlossenen Lagunen bzw. stark abgeschnürte Buchten hinter oder zwischen Barriereriffen, hinter Küsteninseln oder innerhalb von Riffen (Atollen) anzutreffen sind. Die meist hypersalinen Bereiche sind sehr flach und durch keine oder nur artenarme Organismen ausgezeichnet.

7.3.6. E-2 Kalkbrekzie

Eine fazielle Interpretation dieses MF-Typs ist aufgrund der Konvergenzen zwischen sedimentären, diagenetischen oder gar tektonischen Brekzienbildung sehr schwierig (s. Kap. 5.13.). Mit gewissen Vorbehalt und gestützt auf die bisher skizzierten Faziesbereiche ist eine sedimentäre Umlagerung als debris flow Bildung an der steileren Vorriff-Flanke möglich (FZ 3 und 4 nach WILSON 1975). In diesem Fall müsste eine enge Verzahnung der Kalkbrekzien mit den MF-Typ A-2 vorliegen, was aber die Aufschlussverhältnisse bisher nicht aufzeigen konnten.

Zusammenfassend kann festgestellt werden, dass die 5 Faziestypen A – E sich in ein idealisiertes, gesamtes Riffmodell einordnen lassen (Tab. 4). Von der Vorriff-Flanke (E-2), über das brandungsbeeinflusste Vorriff (A-2), dem eigentlichen Riffkern (A-1, B), dem lagunenseitigen Hinterriff (C-1 und C-2), die offene Lagune (D-1) bis zur abgeschlossenen Lagune höhere Salinität (E-1) sind alle Faziesbereiche nachweisbar. Bemerkenswert ist, dass kalkige Rotalgen die wichtigste Gruppe der biogenen Riffbildner stellen (s. auch MOISSEEV 1939). Für die Tethys sind ähnliche Verhältnisse in der Obertrias (Norium) nur von Timor (Indonesien) bekannt (FLÜGEL 2002, S. 419f., Abb. 42). Die wichtigsten gerüstbildenden Rifforganismen der Nördlichen Kalkalpen (Obertrias) sind dagegen Korallen und Kalkschwämme (beides primäre Gerüstbildner), die quantitativ von sekundären Gerüstbildnern, den »Hydrozoen« und Rotalgen gefolgt werden (FLÜGEL 1981). Grünalgen, wie sie als Begleitelement typisch für die obertriadischen Riffe der Alpen sind, fehlen

dagegen völlig im Bol'šoj Thač-Riff. Als sessile und vagile Riffbewohner treten im Untersuchungsgebiet vor allem Crinoiden, Brachiopoden, Muscheln und benthonische Foraminiferen auf, seltener auch Schnecken, Seeigel und Bryozoen. Zum Teil unterstützen sie das Riffwachstum indirekt als Sedimentbinder oder -fänger. Große Teile des Riffkerns sind durch sekundäre Prozesse (Brandung, Abbau durch Organismen) zerstört worden, was viele allochthone Riffanteile belegen, so die MF-Typen A-2, B, C-1, C-2, D-1 und E-2. Das heutige Riff bildet also ein mehr oder weniger zertrümmertes Abbild des ursprünglichen lebenden Riffkomplexes.

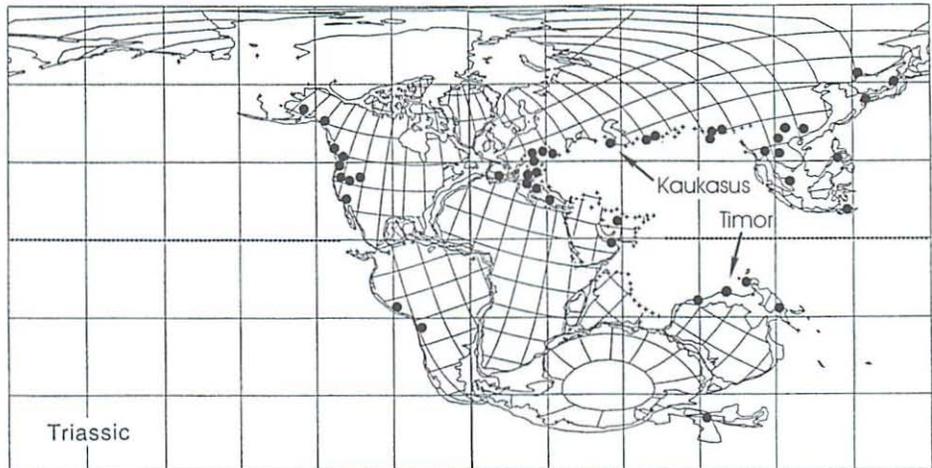


Abb. 42 Paläogeographische Weltkarte der Trias mit wichtigen Riffvorkommen (geringfügig verändert nach FLÜGEL & FLÜGEL-KAHLER 1992, S. 221)

8. Jüngere Hohlraumbildungen in den Norium-Kalken (?Rhätium, eventuell Hettangium)

Bei den Hohlraumbildungen handelt es sich um diagenetisch angelegte sekundäre Poren, die nach FÜCHTBAUER (1988, S. 432) hauptsächlich den Gesteinslösungsporen (vugs) zugerechnet werden müssen. Dafür sprechen die Größe, die Kontur und die Verteilungsmuster der Hohlräume sowie die nicht gefügeselektive Anlage. Die mehr spaltenartigen Hohlräume vermitteln zu den ebenfalls durch Lösung entstandenen Röhrenporen, deren Anlage zusätzlich durch Klüfte gesteuert wird (FLÜGEL 1978, S. 354). Eine Kavernenbildung (subaerische Verkarstung) kommt aufgrund der zu geringen Größe der Hohlräume nicht in Frage.

Gesteinslösungsporen können nach FÜCHTBAUER (1988) meteorisch-vados unter Süßwassereinfluss, subaerisch unter dem Einfluss von Regenwasser aber auch submarin bei der Versenkung entstehen. Nach TUCKER (1985, S. 138 und S. 153) bilden sich lösungsbedingte Hohlformporen oft infolge der Auslaugung durch meteorische Grundwässer, also meteorisch-phreatisch.

Der die Hohlräume auskleidende Tapetenzement kann sich aufgrund seiner allseitigen Ausbildung und der gleichen Mächtigkeit nur im Grundwasserbereich, sowohl marin als auch im Süßwasser, gebildet haben (TUCKER 1985, S. 141). Derartige Zementsäume bilden sich

phreatisch bevorzugt submarin, dagegen treten unter meteorischen Bedingungen bevorzugt klare, z.T. drusige Blockzemente auf, die den gesamten Hohlraum ausfüllen (z.B. TUCKER 1985, S. 141f., FÜCHTBAUER 1988, S.382 und S. 384, FLÜGEL 1978, S. 62). Unter Süßwassereinfluss fehlt meistens sogar der saumartige Zement (FLÜGEL 1978, S. 63). Die Trübung des die Hohlräume auskleidenden Tapetenzementes wird auf Einschlüsse kleinster Dolomitkristalle zurückgeführt, die auf primär Mg-reiche Kalzitzemente zurückzuführen sind (FÜCHTBAUER 1988, S. 397f.). Solche Zemente sind neben Aragonitbildungen typisch für den flachmarinen Bildungsbereich, unter Süßwassereinfluss bilden sich eher reine Kalzitzemente (TUCKER 1985, S. 139). Lediglich der selten beobachtete Hundezahnzement soll nach FLÜGEL (1978, S. 65) im meteorischen Bereich entstehen, eventuell aber auch im Sub- und Intertidal.

Die Internsedimentverfüllung im Zentralteil der Lösungshohlräume zeigt deutliche Kriterien für eine Ablagerung als vadosen Silt. Dafür spricht nach FLÜGEL (1978, S. 72), dass es sich um ein mechanisch abgelagertes Internsediment handelt (Anlagerungsgefüge, mitgerissene isolierte Kristall- und Gesteinsfragmente aus dem Rahmen), dass die Korngröße des Sedimentes im Siltbereich liegt (allerdings mit Übergängen zu Mikrit), dass das Sediment (teilweise) aus Kalzitkristallen besteht, dass andere Komponenten im allgemeinen fehlen, dass es von Faser- oder Drusenzement unterlagert wird und dass vadoser Silt besonders in Flachwasserkarbonaten auftritt. Es fehlt lediglich die Ausbildung von Blockzement als Ausfüllung nicht verfüllter Resthohlräume, lediglich in einem Dünnschliff treten möglicherweise Sparithauben auf.

Zusammenfassend kann gesagt werden, dass die Hohlraumanlage und deren Verfüllung so komplex ist, dass mehrmals wechselnde Bildungsbedingungen zur Erklärung herangezogen werden müssen: (1) Die Anlage der Hohlräume selbst erfolgte in den bereits diagenetisch verfestigten Rahmengesteinen durch Kalklösung vermutlich unter Süßwassereinfluss, entweder im phreatischen oder vadosen Bereich. Außer den turbaten Mikriten (Dismikrite, sedimentäre Brekzien) wurden von diesen Prozessen alle MF-Typen der Norium-Stufe erfaßt. (2) Anschließend kam es unter flachmarinen Bedingungen zur Abscheidung eines allseitigen palisadenartigen Zementsaumes. Als Bildungsbereich kommt das Intertidal (z.B. Beachrock) oder subtidal in Frage. (3) Die endgültige Verfüllung der Hohlräume erfolgte dagegen wieder im meteorisch-vadosen Bereich durch die Einspülung von vadosen Kalksilt. Dieser zyklische Ablauf (meteorisch-marine-meteorisch) muss sich mindestens einmal wiederholt haben (s.o.), so dass Meeresspiegelschwankungen als die einfachste Erklärung für derartig komplex wiederholende Bildungen angenommen werden müssen.

Weitaus schwieriger sind Aussagen zum Alter der Hohlraumbildungen. Da gerade flachmarine Karbonatablagerungen sich diagenetisch sehr schnell verfestigen, muss kein allzu großer Zeithiatu zu den Norium-Kalken, denen die Hohlräume aufsitzen, angenommen werden. Nach oben ist die in Frage kommende Zeitspanne etwas größer, da für das Untersuchungsgebiet, wie für den gesamten Großen Kaukasus, keine Ablagerungen der Rhätium- und Hettangium-Stufen bekannt sind (Geologische Karte 1 : 50 000 und PANOV et al. 1996). Erst im Sinemurium beginnt die weiträumige Transgression der Tethys und die Ablagerung alpidischer, anfangs überwiegend silikaklastischer Sedimente und damit die endgültige Abdeckung der Norium-Riffkalke. Vermutlich kann aber die beschriebene, mehrmalige supratidale Hebung der Norium-Riffkalke bereits sehr früh für die oberste Trias (Rhätium) angenommen werden, da in den rotbraunen Liaskalken (Kap. 3) bisher keine Hohlraumbildungen beobachtet wurden.

Eine Erklärung der Hohlräume als tektonisch angelegte, submarine Spaltenfüllungen, wie sie gerade für die karbonatische Obertrias der Alpen typisch ist (SCHÖLL & WENDT 1971), kann ausgeschlossen werden. WENDT (1976) gibt für letztere Bildungen folgende Merkmale an, die im Untersuchungsgebiet nicht oder nur ansatzweise beobachtet werden konnten: 1. Spalten verlaufen häufig parallel entsprechend der Kluftrichtungen im Nebengestein, 2. das Auftreten von gemischten Spaltenfüllungen durch mehrphasiges Aufreißen bereits verfüllter Spalten in ihrer Längsrichtung, 3. parallele Konturen der Spaltenränder und 4. die Füllung der Spalten mit (tief)marinen, biogenführenden Kalken. Stattdessen sind die Hohlräume meistens ohne Orientierung, es gibt keine parallelen mehrphasigen Spaltenfüllungen, die Konturen der Hohlräume sind oft irregulär-kavernenartig (ohne passgenaue Kontaktgrenzen) und die sedimentäre Füllung besteht ausschließlich aus biogenfreien vadosem Silt.

9. Danksagung

Bedanken möchte ich mich vor allem bei Frau Marianne Stockfisch (Gosen) und dem Verein Umwelt & Bildung e.V. (Neu-Zittau) für die Ermöglichung und unermüdliche Organisation der wissenschaftlichen Kaukasusfahrten. Weiterhin gilt mein Dank Ludmilla und Vladimir Karatajev (Majkop), die uns herzlich aufnahmen, den Aufenthalt in der Republik Adygea allezeit angenehm gestalteten und uns in das Land und speziell in die Berge eingeführt hatten.

Der Autor dankt außerdem Frau Michaela Bernecker (Erlangen) und einem anonymen Gutachter für die zahlreichen Korrekturen und Hinweise zum Manuskript und Herrn Erik Flügel und Herrn Baba Senowbari-Daryan (Erlangen) für fachliche Hinweise, besonders zur Mikropaläontologie. Mein Dank gilt auch den Geologiestudentinnen Christina Ulardic (Freiburg/i. Br.), Maike Fischer und Tanja Teichgräber (Kiel) für die Unterstützung bei den geologischen Kartierarbeiten 1999. Die russischen Übersetzungen übernahm Herr August Gummenscheimer (Görlitz), wofür ich ihm herzlich danke.

10. Literatur

- BEZNOV, N. V. & N. A. EFOMOVA (1979): The Triassic Stratigraphy of the northwestern Caucasus. – *Sovietskaya Geologija* 10: 52 – 63 (in Russian)
- CHAIN, V. E. & N. KORONOVSKIJ (1995): Nordasien. – *Geologie der Erde*, Bd. 3. – Enke, Stuttgart, 181 S.
- DOLGINOV, J. & S. KROPATSCHIJOW (1994): Abriß der Geologie Russlands und angrenzender Staaten. – Schweizerbart, Stuttgart, 174 S.
- EDIGARĀN, Z. P. (1962): Litologija verhnetriasovyh otloženij severnogo sklona zapadnogo Kavkaza. – *Izvestiia Akademii Nauk Armjanskoi SSR, Geologičeskie i geografičeskie nauki*, 15, 1, Erevan: 45 – 65
- (1963): Litologija nižnetriasovyh otloženij Severo-Zapadnogo Kavkaza. – *Geologija Central'nogo i Zapadnogo Kavkaza. Tr. Kavkaz. Ėksped. VAGT i MGU (Moskovskij Gosudarstvennyj Universitet)*, T. 3.: 60 – 73
- FLÜGEL, E. (1960): Solenoporaceen (Algae) aus den Zlambach-Schichten (Rhätium) der Fischerwiese bei Alt-Ausee, Steiermark. – *Jb. Geol. Paläont., Mh.* 8: 339 – 354
- (1975): Kalkalgen aus Riffkomplexen der alpin-mediteranen Obertrias. – *Verh. Geol. B.-A.*, 1974 2/3: 297 – 346
- (1978): Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von Kalken. – Springer, Berlin, Heidelberg, New York, 454 S.

- (1981): Paleocology and facies of Upper Triassic reefs in the Northern Calcareous Alps. – SEPM Special Publication **30**: 291 – 359
- (2002): Triassic reef patterns. – SEPM Special Publication **72**: 391 – 463
- & E. FLÜGEL-KAHLER (1992): Phanerozoic Reef Evolution: Basic Questions and Data Base. – *Facies* **26**: 167 – 278
- FRANZ, H.-J. (1973): *Physische Geographie der Sowjetunion*. – Haack, Gotha/Leipzig, 535 S.
- FÜCHTBAUER, H. (1988): *Sedimente und Sedimentgesteine*. – *Sediment-Petrologie*, Teil II, Schweizerbart, Stuttgart, 1141 S.
- GAETANI, M., E. GARZANTI, R. POLINO, Y. KIRICKO, S. KORSAKHOV, S. CIRILLI, A. NICORA, R. RETTORI, C. LARGHI & R. B. PALLIANI (2005): Stratigraphic evidence for Cimmerian events in NW Caucasus (Russia). – *Bull. Soc. Geol. Fr.* **176** (3): 283 – 299
- GRADSTEIN, F. M., F. P. AGTERBERG, J. G. OGG, J. HARDENBOL, P. V. VEEN, J. THIERRY & Z. HUANG (1994): A Mesozoic time scale. – *J. Geophys. Res.* **99** (B12): 51 – 74
- HAIN, V. E. (1968): *Istoriâ geologičeskogo razvitiâ*. – In: *Geologičeskoe opisanie*, T. 9: Severnyj Kavkaz, čast' I: geologičeskoe opisanie. – Moskva (izg. Nedra): 676 – 701
- KHAIN, V. E. (1994): *Geology of northern Eurasia (Ex-USSR)*, Second part of the *Geology of the USSR Phanerozoic fold belts and young platforms*. – *Beiträge zur regionalen Geologie der Erde*, Bd. 24, Borntraeger, Berlin, Stuttgart, 404 S.
- MATTAUER, M. (1999): *Berge und Gebirge – Werden und Vergehen geologischer Großstrukturen*. – Schweizerbart, Stuttgart, 191 S.
- MOISSEEV, A. S. (1939): New data on the Upper Triassic of North Caucasus and the Crimea. – *Doklady Acad. Sci. USSR* **23** (8): 816 – 818
- PANOV, D. I., A. N. STAFEEV & V. V. ŪCIS (1996): Ranneŭrskij etap razvitiâ Severnogo Kavkaza i Predkavkaz'â. – *Bŭlleten' Moskovskogo obsestva ispytatelej prirody, otgel geologii*, Moskva **71** (6): 3 – 14
- PFÄFFENGOLZ, K. N. (1963): *Geologischer Abriss des Kaukasus*. – Akademie, Berlin, 351 S.
- POIGNANT, A.-F. (1977): The Mesozoic Red Algae: A general Survey. – In: FLÜGEL, E. (ed.): *Fossil Algae, Recent Results and Developments*. – Springer, Berlin, Heidelberg, New York: 177 – 189
- RICHTER, D. K. & H. FÜCHTBAUER (1981): Merkmale und Genese von Breccien und ihre Bedeutung im Mesozoikum von Hydra (Griechenland). – *Z. dt. geol. Ges.* **132**: 451 – 501
- ROBINSON, V. N. (1968): Triasovaâ sistema, Zapadnyj Kavkaz i zona Ūžnogo sklona. – In: *Geologičeskoe opisanie*, T. 9: Severnyj Kavkaz, čast' I: geologičeskoe opisanie. Moskva (izg. Nedra): 152 – 160
- SCHÄFER, A. (2005): *Klastische Sedimente: Fazies und Sequenzstratigraphie*. – Elsevier, München, 414 S.
- SCHÄFER, P. & B. SENOWBARI-DARYAN (1983): Die Kalkalgen aus der Obertrias von Hydra, Griechenland. – *Palaeontographica*, Abt. B **185** (4 – 6): 83 – 142
- SCHÖLL, W. U. & J. WENDT (1971): Obertriadische und jurassische Spaltenfüllungen im Steinernen Meer (Nördliche Kalkalpen). – *N. Jb. Paläont., Abh.* **139** (1): 82 – 98
- SENOWBARI-DARYAN, B. & E. FLÜGEL (1996): A »Problematic Fossil« Revealed: *Pycnoporidium ?eomesozoikum* Flügel, 1972 (Late Triassic, Tethys) – not an Enigmatic Alga but a Strophomenid Brachiopod (*Gousaukammerella* n.g.). – *Facies* **34**: 83 – 100
- SLAVIN, V. I. (1957): O nahožgenii triasovyh otloženij na ūžnom sklone Bol'shogo Kavkaza. – *Dokl. Akademii Nauk SSSR* **117** (3): 483 – 485
- TESCHKE, H.-J. (1973): *Kurze Einführung in die Geologie des Großen Kaukasus*. – *Exkursionsführer der GGW*, Berlin, 17 S. und 4 Abb.

- TIETZ, O. (1996): Naturkundliche Dokumentation des Bolschi Tratsch Massives im nordwestlichen Kaukasus, Geologischer Teil. – Görlitz, 12 S. [unveröff. Bericht]
- (1999): Die Schichten der Trias am Malyj und Bolshoj Tkha'c-Massiv im NW-Kaukasus/Russland. – Görlitz, 37 S. [unveröff. Bericht]
- (2000): Marine Triassedimente im NW-Kaukasus/Russland – Ein Überblick und erste Ergebnisse mikrofazieller Untersuchungen. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr. **43**: 133
- , C. ULARDIC, M. FISCHER & T. TEICHGRÄBER (2000): Geologische Kartierung und Aufschlussdokumentation am westlichen und südlichen Bol'soj Tchač-Massiv im NW-Kaukasus/Russland. – Görlitz-Freyburg-Kiel, 20 S. [unveröff. Bericht]
- TRÖGER, K.-A. (1984): Abriß der Historischen Geologie. – Akademie, Berlin, 718 S.
- TUCKER, M. E. (1985): Einführung in die Sedimentpetrologie. – Enke, Stuttgart, 265 S.
- VUKS, V. J. (1997): Triassic foraminifers of Russia and adjacent countries (Caucasus, Mangyshlak, Pamirs). – In: ROSS, C. A., J. R. P. ROSS & P. L. BRECKLE (eds): Late Paleocoic Foraminifera; their biostratigraphy, evolution, and paleoecology; and the Mid-Carboniferous boundary. – Cushman Foundation for Foraminiferal Research, Special Publications **36**: 159 – 162
- (2000): Triassic foraminifers of the Crimea, Caucasus, Mangyshlak and Pamirs (biostratigraphy and correlation). – Zbl. Geol. Paläont. Teil I, 1998 **11/12**: 1353 – 1365
- WENDT, J. (1976): Submarine Spaltenfüllungen. – Zbl. Geol. Paläont. Teil II, 1976 **5/6**: 245 – 251
- WILSON, J. L. (1975): Carbonate Facies in Geologic History. – Springer, Berlin, Heidelberg, New York, 471 S.
- WRAY, J. L. (1977): Calcareous algae. – Developments in Palaeontology and Stratigraphy, 4, Elsevier, Amsterdam, 185 S.
- ZITTEL, K. v. (1924): Grundzüge der Paläontologie, Band I: Invertebrata. – Oldenbourg, München und Berlin, 733 S.

Karten

Geologische Spezialkarte 1 : 50 000 des Bol'soj Tchač-Gebietes (ohne Jahresangabe, ca. 1950 bis 1970) s/w Kopie eines Feldreinblattes, kristallines Basement wurde nachträglich handschriftlich ins Mittel Proterozoikum (PR₂) umgestuft (vorher Altpaläozoikum)

Geologische Karte der UdSSR 1 : 200 000, Blatt L-37-XXXV/Maikop und Labinsk (Feldreinblatt vom 20.02.1987) erstellt durch die staatliche wissenschaftlich-technische Vereinigung »Sevkavgeologiâ« [Nordkaukasusgeologie], Karte am 26.11.1987 durch die wiss. Redaktion des sowjetischen Ministeriums für Geologie bestätigt

Manuskriptannahme: 13. November 2007

Anschrift des Verfassers:

Dr. Olaf Tietz
 Staatliches Museum für Naturkunde Görlitz
 Am Museum 1
 02826 Görlitz
 e-mail: olaf.tietz@smng.smwk.sachsen.de