

Faziesindikatoren in der basalen Gosau von Kainach

VON WALTER GRÄF, FRITZ EBNER UND FLORIAN FLADERER¹⁾

(Mit 1 Tafel und 1 Abbildung)

Manuskript eingelangt am 14. Mai 1980

Zusammenfassung

Aufgrund neuer Funde wird die Fazies der Basiskonglomerat-Folge der Kainacher Gosau diskutiert und in das Entwicklungsbild des gesamten Ablagerungsraumes eingebaut.

Summary

The facies of the "Basiskonglomerat-Folge" and the environment of the Kainach-Gosau, Styria, Austria is discussed in account of sedimentary features.

1. Zur Fazies und Paläogeographie der „Kainacher Gosau“

Die Schichtfolge setzt im Nordteil des Beckens mit einer bunten Konglomeratfolge ein, deren Erscheinungsbild von W. GRÄF 1975: 83 ausführlich beschrieben wurde („Basiskonglomerat-Folge“). Besonders hervorzuheben ist das charakteristische Spektrum der Geröllvölker, das bei einer Vormacht von ortsständigem Paläozoikum einen nicht unbedeutenden Anteil mesozoischer Gerölle, z. T. deutlich südalpinen Gepräges, aufweist. Andererseits fehlen Hinweise auf das heute benachbarte Gleinalm-Stubalm-Kristallin ebenso, wie der Nachweis von eindeutigem Schöckelkalk innerhalb der breiten Palette paläozoischer Varietäten.

Die von W. GRÄF 1975: 88 angedeutete Vermutung, wonach die Basiskonglomerat-Folge die Füllung einer seichten Vortiefe darstellt, die vom eigentlichen, im Süden anschließenden Becken durch eine flach liegende Grundgebirgsschwelle getrennt wird, hat durch seismische Untersuchungen eine Stützung erfahren (A. KRÖLL & R. HELLER 1978: 32). Der Vorgang der Füllung selbst war zweifellos stark fluviatil beeinflusst. Dabei mag für die monomikten Brekzien und Konglomerate, welche die Basiskonglomerat-Folge einleiten (W. GRÄF 1975: 84) das von P. HERMANN und W. WASCHER 1972: 307 für die Basiskonglomerate der Krappfeldgosau diskutierte Modell Anwendung

¹⁾ Anschrift der Verfasser: Univ.-Doz. Dr. Walter GRÄF, Univ.-Doz. Dr. Fritz EBNER, Abt. für Geologie, Paläontologie u. Bergbau, Landesmuseum Joanneum, Raubergasse 10, A-8010 Graz, Österreich. — Florian FLADERER, Abt. für Geologie u. Paläontologie, Universität Graz, Heinrichstraße 26, A-8010 Graz, Österreich.

finden. Höher im Profil ist an eine stärkere Beteiligung von Gleitvorgängen zu denken, was angesichts der Masse grober Gerölle beachtliche Reliefenergien und steile Böschungen erfordert, ein Umstand, der sich im \pm steilen Verflächen der Konglomeratbänke auch deutlich ausdrückt. Die wechselnd starke Rotfärbung der Sedimente kann wohl am besten auf unterschiedlich starke Einschwemmung lateritischer Abtragungsprodukte des nahen Liefergebietes zurückgeführt werden.

Erst mit den *Trochactaeon*-Bänken in den Hangendanteilen (W. GRÄF 1975: 88) werden Marineinflüsse klar nachweisbar. Aufgrund der Gesamtsituation ist dabei am ehesten an das alte Modell zu denken, wonach „Actaeonellen“ Brackwasserbedingungen in seichten Buchten in der Nähe von Flußmündungen anzeigen (G. POKORNY 1959), wenn auch nach den Untersuchungen von H. A. KOLLMANN 1967 besonders die Gattung *Trochactaeon* als weit weniger faziesgebunden gelten muß, als bis dahin angenommen. So gelang etwa V. SCHENK 1972 in der Gosau von Brandenburg mit der Auffindung eines *Radiolites-Trochactaeon*-Horizontes der Nachweis des Vordringens dieser Gattung ins Vollmarin.

Für die Verhältnisse in der Kainacher Gosau ist ein zusätzliches Detail dieses Tiroler Vorkommens von Interesse, nämlich, daß *Trochactaeon* dort von Knollenrasen von Kalkalgen bedeckt ist. Dies ist insofern interessant, als die im Kainacher Becken im Raum westlich des Römas-Kogels auftretenden *Trochactaeon*-Bänke hinsichtlich ihrer Position weitgehend den weiter unten beschriebenen Onkoid-Horizonten östlich des Römas-Kogels entsprechen und damit Beziehungen zueinander herstellen lassen.

Am Ost- und Westrand der Kainacher Bucht werden die für den Norden charakteristischen Basiskonglomerate durch eine Folge dunkler, bituminöser Mergelkalle, Mergel und kalkiger Sandsteine vertreten („Bitumenmergel-Folge“ W. GRÄF 1975: 89). Sie galten lange Zeit als Ablagerungen kleiner, abgeschnürter Randbecken. W. GRÄF 1966: A 26 vermutete erstmals eine größere und zusammenhängendere Verbreitung. Die Bohrung AFLING U 1 der ÖMV-AG bestätigte dies und wies die Bitumenmergel auch im Liegenden der zentralen Beckenbereiche nach.

Zahlreiche kleine Kohlenflöze, häufige Pflanzenreste und eine insgesamt sehr zarte und kleinwüchsige, artenarme Molluskenfauna weisen die Bitumenmergel als limnische Folge aus. Das bituminöse, pyritreiche, feinschichtige Sediment zeigt faulen Zustand ungenügend durchlüfteten Wassers an. Rasch auskeilende Geröllhorizonte und Schillbänke markieren Bereiche stärkerer Strömung, durch Trockenrisse überprägte Rippelmarkenhorizonte kennzeichnen örtliche Auftauchbereiche.

Besonderes Interesse verdient das Auftreten von Erdöl und Kohle in dieser Folge: Der aus zahlreichen Öls Spuren bekannte und durch Analysen der ÖMV-AG überprüfte bituminöse Charakter der Schichtfolge (W. GRÄF 1975: 90) fand in starken Gasanzeichen im Verlauf der Bohrung AFLING U 1 seine Bestätigung. Wie die Analyse zeigt, handelt es sich um „fettes“ Gas, wie es in

Begleitung flüssiger Kohlenwasserstoffe auftritt (A. KRÖLL & R. HELLER 1978: 28). Damit stimmen völlig die Untersuchungen überein, welche von M. TEICHMÜLLER 1979 liebenswürdigerweise an 2 „Kohleproben“ der Bitumenmergelfolge westlich Abraham durchgeführt wurden. Darnach handelt es sich bei einer der beiden Proben (Nr. 16.957) „um einen kalkreichen ehemaligen Ölschiefer (Kupferschiefer-Fazies), der sich jedoch schon im Stadium der Erdölreife befindet, d. h. einen großen Teil seines Bitumens in Form von Erdöl abgegeben haben muß. Die Grundmasse ist tonig-mergelig. Der Gehalt an karbonatischen Fossilresten (Schalenbruchstücke) ist sehr hoch, ebenso der Pyritgehalt. Die organische Substanz liegt vorwiegend in Form einer unfigurierter Grundmasse, als schichtparallel angeordnete Schlieren (Vitrinit) und als ‚Zwickelbitumen‘ vor. Die Reflexion ist in allen drei Fällen die gleiche: 0,80% Rm (n = 60, S = 0,025). Starke gelbe Fluoreszenz wurde beobachtet an \pm tröpfchenförmigen, oft perlschnurartig angeordneten Einschlüssen in Karbonaten, relativ oft in tierischen Schalenresten. Hierbei scheint es sich um Einschlüsse von flüssigem Öl auf feinsten Rissen zu handeln“.

Die zweite Probe (Nr. 16.958) „unterscheidet sich faziell deutlich von der zuvor beschriebenen durch ihren stark kohligen (statt bituminösen) Charakter. Es handelt sich um einen kohleführenden, stärker tonigen, pyritreichen Mergel mit Übergängen zu Brandschiefer. An Maceralen herrscht Vitrinit bei weitem vor. Liptinite sind selten. Stärker vertreten sind Inertinite, darunter relativ viel Fusinit. Reflexionsmessungen ergaben einen Mittelwert von 0,91% Rm (n = 80, s = 0,035), also Gasflammkohlenstadium“.

Aus diesen limnisch-fluviatilen bzw. brackischen Basisfolgen entwickelt sich eine vollmarine, vorwiegend sandig-siltig-tonige Schichtserie („Hauptbecken-Folge“) von zunächst Fluxoturbidit- dann Turbidit-Charakter mit einer breiten Palette von Merkmalen, wie sie für Flysch-Sedimente charakteristisch sind (W. GRÄF 1965: 107). Sie enthält in ihren höheren Anteilen die Typlokalität von *Placenticeras bidorsatum milleri* v. HAUER.

Im Südosten wird die Hauptbecken-Folge von einer Serie gut gebankter, heller Mergel und Kalkarenite mit Einschaltungen von Hippuritentrümmerkalken überlagert („Zementmergelfolge von St. Bartholomä“). Im Gegensatz zu der weithin versteinierungsfeindlichen Hauptbecken-Folge sind Fossilien in der Mergelfolge von St. Bartholomä nicht selten; zu den schon lange bekannten Makrofossilien, v. a. Hippuriten und Inoceramen, traten später auch Mikrofaunen, vornehmlich Globotruncanen (Zusammenstellung siehe W. GRÄF 1975: 94). Lebensspuren treten gegenüber der Hauptbecken-Folge stärker in den Vordergrund, die dort dominierenden Sohlmarken sind dagegen selten.

Eine fazielle Übersicht über die Ablagerungen der Kainacher Gosau zeigt eine deutliche Überschneidung von Merkmalen, wie sie für Molasse-sedimente charakteristisch sind (Wechsel von Süßwasser- und Marinbedingungen, Oszillationsrippeln und Trockenrisse, Stromatolithenlagen, Lumachelnbänke, Blätterlagen, Kohlebildung, starke Beteiligung von Konglomeraten und bituminösen Schiefen, Flaserschichtung, Schrägschichtung etc.) mit

Kennzeichen von Flyschsedimenten (rhythmische Wechsellagerung von klastischen Bänken und pelitischen Zwischenlagen, Gradierung, Sohlmarmen mit spezifischer Vergesellschaftung von Strömungs-, Schleif- und Belastungsmarmen u. a.). R. OBERHAUSER 1968: 130 bezeichnete die Kainacher Gosau daher als „weitgehend terrestrisch beeinflußt und faziell irgendwo zwischen Flysch und Molasse stehend und sehr lebensfeindlich“.

Diese Aussage sollte allerdings weniger als ein strukturelles Nebeneinander als vielmehr als ein zeitliches Nacheinander verstanden werden:

Die Umstellung des noch stark lokal betonten vorwiegend fluviatil-limnischen Milieus der Basiskonglomerat- und Bitumenmergelfolge in Richtung auf die marinen Turbidit-Serien der Hauptbecken-Folge bringt an der Wende Santon-Untercampan zwangsläufig den Umschlag von „molasseähnlichen“ zu „flyschähnlichen“ Bedingungen. Im Obercampan — Maastricht halten die vollmarinen Verhältnisse zunächst mit Rudistenriffen als ufernahen Flachwasseranzeigern, dann mit einer charakteristischen Globotruncanen-Mergel-Fazies des offenen Meeres an („Zementmergel-Folge von St. Bartholomä“).

Läßt sich auf diese Weise über die fazielle Entwicklung des Ablagerungsraumes der Kainacher Gosau wenigstens ein skizzenhaftes Bild entwickeln, so ist eine Aussage im Hinblick auf die paläogeographischen Verhältnisse ungleich schwieriger. W. GRÄF 1975: 96 hat verschiedene Denkmöglichkeiten diskutiert, die sich insgesamt an drei Bezugskreisen orientieren:

1. Hinsichtlich der faziellen Beziehungen zu anderen Gosauvorkommen weist R. OBERHAUSER (1968: 130, 1973: 98, 104) darauf hin, daß die zentral-alpinen Gosauvorkommen viel mehr an Ungarn und Dalmatien anschließen, als an die Nördlichen Kalkalpen. Dies dokumentiert sich auch deutlich in der Schwermineralassoziaton (G. WOLETZ 1967: 315, 317). Durch diese starken Anklänge an die dinarische Gosauausbildung leitet die Kainacher Gosau zu den Verhältnissen im alpinen Südoststamm über (A. TOLLMANN 1977: 469), eine Ansicht, welche in ähnlicher Weise bereits von M. KAUMANN (1960: 93, 1962: 293) aufgrund der Hippuriten-Fauna geäußert worden war.

2. Die von J. FÜLÖP 1961 und F. HORUSITZKY 1961 kartenmäßig ange deutete Verbindung zur ungarischen Kreide konnte in keiner der bisher im Raum der Oststeiermark niedergebrachten Tiefbohrungen bestätigt werden, deutet sich aber eventuell in der jüngsten Bohrung Radkersburg 2 an. Auch der von F. v. BENESCH 1914: 188, 194 vermutete Zusammenhang zwischen der Kainacher Gosau und den Oberkreidevorkommen des Remschnigg-Poßruckgebietes konnte bisher in keiner Bohrung verifiziert werden.

3. Bleibt eine Analyse der Gerölle, die sich sowohl am überraschenden Vorhandensein einer Gruppe von „Exoten“ orientieren, wie auch eine Erklärung für das nicht weniger überraschende Fehlen einer an sich zu erwartenden Geröllgruppe suchen muß. Im ersten Fall ist dies die große Zahl von Geröllen aus einem heute weit entfernten Mesozoikum, im zweiten das völlige Fehlen von Kristallingeröllen aus der heute umrahmenden Gleinalm—Stubalm.

W. SCHMIDT hat dies 1922: 96, 97 ganz klar mit der Feststellung ausgedrückt, wonach die Gesellschaft der Gosaukonglomerate mit ihrer jetzigen geologischen Umgebung unvereinbar ist.

Zwei Gruppen von Erklärungsversuchen hierfür wurden von W. GRÄF 1975: 97 diskutiert: einmal die Annahme einer während der Gosausedimentation noch vorhanden gewesenen mesozoischen Bedeckung des Gleinalm-Kristallins (in etwas abgewandelter Form u. a. bei A. ALKER 1962: 20, H. FLÜGEL 1961: 87, 1963: 67, R. OBERHAUSER 1968: 130, G. RIEHL-HERWIRSCH 1973: 25 und A. TOLLMANN 1968: 131, 1977: 475) und zum anderen die Annahme eines Ferntransportes eines Teiles der Gerölle (A. ALKER 1962: 19, W. GRÄF 1965: 107, 1972: 276, H. P. SCHÖNLAUB in A. KRÖLL & R. HELLER 1978: 29).

Eine dritte Denkmöglichkeit möge hier kurz ventiliert werden: die von A. TOLLMANN 1966: 41, 73, 1968: 228 aus dem Raum Kainach aufgrund von Literaturangaben angeführten Beobachtungen, welche hier das vorgosauische Alter der Hauptüberschiebung von Ober-Ostalpin auf Mittel-Ostalpin beweisen sollen (übergreifende Lagerung der Gosau auf Kristallin, Beteiligung von Kristallingeröllen am Basiskonglomerat), konnten durch neuere Kartierungsergebnisse nicht bestätigt werden (W. GRÄF 1975: 99, siehe auch A. TOLLMANN 1977: 469). Schon vorher hatte R. OBERHAUSER 1968: 122 diesen Beweis hier ebenso abgelehnt wie ähnliche Feststellungen im Hinblick auf die zentralalpine Gosau des Lavanttales. 1973: 98 wies derselbe Autor eindringlich darauf hin, daß wir im oberostalpinen Raum nirgends Kreide-Sedimente finden, welche auf Kristallin transgredieren. Er unterstrich nochmals den Umstand, daß sich die drei Gosauvorkommen im zentralalpinen Raum südlich des Hauptkammes (Kainach, Lavanttal, Krappfeld) überraschenderweise als sehr verschieden von der Gosau auf den Nördlichen Kalkalpen erwiesen, sodaß wir im Süden mehr Beziehungen zum südalpinen, dinarischen und ungarischen Raum haben, als zu den Nördlichen Kalkalpen.

Das könnte nach R. OBERHAUSER 1973: 104 bedeuten, daß der Abstand der beiden Ablagerungsräume der Gosau während der höheren Oberkreide wohl eher größer war, als der ihrer heutigen Erosionsreste.

Betrachten wir überdies die exotischen Gerölle, speziell diejenigen südalpinen Gepräges (permischer Fusulinenkalk, Grödener Sandstein, roter Quarzporphyr, roter Gastropodenoolith etc.) in den Konglomeratfolgen der Kainacher Gosau vor diesem skizzierten Hintergrund, so drängt sich der Gedanke auf, ob nicht der Ablagerungsraum der Kainacher Gosau selbst weiter südlich zu suchen und der Einschub in die heutige Position — auf dem Rücken des Grazer Paläozoikums²⁾ — erst nachgosauisch erfolgt ist. Nach

²⁾ Das Fehlen eindeutiger Gerölle von Schöckelkalk in den Basiskonglomeraten und das gleichzeitige Fehlen von sicheren Transgressionskontakten zwischen Schöckelkalk und Gosau könnte an eine bereits ursprünglich andere Beheimatung dieses Faziesraumes gegenüber der Rannach- und Hochlantschfazies denken lassen.

R. OBERHAUSER 1968: 112 wäre jedenfalls angesichts der Tatsache, daß die zentralalpine Gosau nirgends eine Deckengrenze verklebt, auch eine nach-gosauische Einordnung einer derartigen Großüberschiebung noch möglich, wenn auch nicht wahrscheinlich.

Von besonderem Interesse im Hinblick auf paläogeographische Überlegungen sind die Schlußfolgerungen, welche M. TEICHMÜLLER 1979 an die von ihr durchgeführten Inkohlungsgrad-Bestimmungen von Probenmaterial aus der Kainacher Gosau knüpft (siehe S. 97). Sie kommt zum Schluß, „daß sich alle untersuchten Proben im Gasflammkohlen-Stadium bzw. im Stadium der Erdölreife befinden. Es ist daher nicht verwunderlich, daß Erdöl-Spuren in der Gosau beobachtet wurden. Das Gasflammkohlen-Stadium (mit 0,8—0,9% Rm, wie hier gemessen) setzt eine Versenkungstiefe von ca. 3.000 m voraus, bei einem geothermischen Gradienten von ca. 30° C/km. Bei höheren Gradienten genügt eine entsprechend geringere Versenkungstiefe zur Erlangung dieses Inkohlungsgrades. Ob die Versenkungstiefe durch autochthone Sedimentbedeckung oder durch Deckenüberlagerung erreicht worden ist, kann von hier aus nicht beurteilt werden“.

Bilanziert man die heute vorhandene Überlagerungsmächtigkeit, so stellt die Gosau selbst ca. 1.500 m zur Verfügung. Den fehlenden, nach obiger Forderung etwa gleich dicken Sedimentstapel, könnte das heute bis auf kleine Reste abgetragene Tertiär decken. Hierbei wäre die Überlegung reizvoll, ob wir nicht auch die in einem auffälligen Gürtel im Vorfeld der Kainacher Gosau aus dem Raum Zangtal bis in das Gebiet Gratwein—Gratkorn—Eisbach zu verfolgenden Eozän-gerölle in badenischen Schottern (H. FLÜGEL 1975: 115) als Reste einer ehemaligen Eozän-Bedeckung diesem Fehlbestand zurechnen dürfen. In diesem Zusammenhang gewinnen auch die alten Funde von Actaeonellen im Plabutschgebiet (W. GRÄF 1975: 88, Fußn. 5) wieder Aktualität. Sie beweisen ebenso wie ein neuer Fund eines Gosausandsteingerölles mit *Astarte gümbeli* ZITTEL (ded. R. SIEBER 1976, unpubl.) im Tertiär des Gratkorn—Gratweiner Beckens eine Einschüttung von Abtragungsmaterial aus der Kainacher Gosau gerade in jene Bereiche, in der sich auch die Eozän-gerölle finden.

2. Wegprofil Geisthal—Römaskogel

Das Wegprofil entlang der Fahrstraße auf den Römaskogel schließt hangende Bereiche der Basiskonglomerat-Folge auf. Es ist im Bereich vom Geistthalerbach auf SH 480 W von Geistthal bis zur südlich davon auf ca. 525 m SH gelegenen ersten größeren Straßenkurve in zwei Abschnitte zu gliedern.

Der liegende Profilschnitt setzt sich aus ca. 120 m mächtigen, relativ locker gepackten Grobkonglomeraten (max. Ø bis 35 cm) zusammen, die ein rotes sandig/siltiges Bindemittel besitzen. Schichtcharakter ist nur andeutungsweise erkennbar.

Der hangende, ca. 150 m mächtige Abschnitt stellt eine Wechsellagerung von Grobkonglomeraten, Feinkonglomeraten, Sand- und Siltsteinen mit ausgeprägter Bankung dar. Dabei ist in den gröber klastischen Profilschnitten die Sedimentfarbe überwiegend grau, während die siltig/sandigen Einschaltungen eine dem Oxidationsgrad entsprechende, oft auf engstem Raum wechselnde, grüne oder rote Färbung zeigen.

Die Geröllgrößen der Grobkonglomerate, wie auch das mengenmäßige Auftreten der Grobkonglomerate nimmt innerhalb des aufgenommenen Profils vom Liegenden zum Hangenden hin ab. Hinsichtlich Geröllführung dominieren im Liegendabschnitt paläozoische Komponenten (Kalke, Dolomite, div. Grüngesteinsvarietäten). Im hangenden Profilschnitt treten bei durchschnittlich geringeren Korngrößen Quarz/Quarzit-Gerölle gegenüber den übrigen Komponenten in den Vordergrund. Lydite/Hornsteine finden sich im gesamten Profil mengenmäßig untergeordnet. Sporadisch sind in einigen Bereichen Karbonatgerölle mit mesozoischem Habitus und Ankeritgerölle zu beobachten. Die Form der Gerölle ist stets gerundet bis abgeplattet, eine Einregelung ist nur stellenweise zu beobachten.

„Polierte Gerölle“ [Eisen(hydr)oxidüberzüge siehe W. GRÄF 1975: 84] treten vornehmlich bei Grüngesteinen in tieferen Profilschnitten auf. Auffallend ist im gesamten Profil auch das relativ häufige Auftreten von rot/grünen, sandig/siltigen Geröllkomponenten („Matrix“-Gerölle in Abb. 1), die in ihrem Habitus den lagigen Silt/Sandstein-Einschaltungen im Profil gleichen.

Im hangenden, sandig/siltig-dominanten Profilschnitt treten einige, max. 2 cm mächtige, lateral rasch auskeilende Glanzkohlenbändchen und verkohlte Pflanzenhäcksel auf.

Eine Probe (Nr. 16.956) wurde liebenswürdigerweise von M. TEICHMÜLLER 1979 untersucht und darüber wie folgt berichtet: „Die Probe war mulmig, staubförmig und machte makroskopisch einen verwitterten Eindruck. Unter dem Mikroskop zeigte sich, daß reiner Vitrit ohne Zellstruktur vorliegt, der mäßig viel oxydierte Pyrite führt. Die Kohle selbst ist größtenteils noch nicht sichtbar oxydiert. Reflexionsmessungen ergaben einen Mittelwert von 0,76% Rm (n = 33, s = 0,02). Danach liegt Gasflammkohlen-Stadium vor“.

Nach der auf ca. 525 m SH gelegenen Kurve bis zum ca. 150 m weiter SW situierten Onkoidfundpunkt auf SH 540 m, ist die lithologische Abfolge aufgrund der schlechten Aufschlußverhältnisse mächtigkeitsmäßig nicht erfaßbar.

Zuerst treten graue Siltsteine und Siltschiefer auf, die in einigen Lagen reiche Überreste von Pflanzen (Schilf-)stengeln führen. Daran schließen graue Sandsteine mit Einschaltung vereinzelter Feinkonglomeratbänke und siltiger Lagen, wieder mit Schilffresten, an. Die Geröllführung der Feinkonglomeratlagen zeigt zu dem oben beschriebenen und in Abb. 1. dargestellten Detailprofil keine wesentliche Änderung. Danach folgt, durch eine Störung getrennt, ein grau gefärbtes, relativ gering verfestigtes Sedimentpaket; es zeigt folgende Gliederung:

Über Feinkonglomeraten mit Dominanz weißer Quarze und untergeordnetem Auftreten von schwarzen und roten Siltschiefern, Lyditen/Hornsteinen und roten, spätigen Kalken liegen 2—3 m kaum verfestigte Kiese und Sande, dann ca. 6 m mächtige ebensolche Silte und Sande, in denen in zwei Niveaus Onkoidlagen auftreten, wobei die Onkoide des tieferen Niveaus unverkittet sind. 1,5 m darüber folgt das 1,2 m mächtige hangende Niveau. Es ist dreigeteilt: Zuunterst treten in 20 cm mächtigen, gering verfestigten Silt- und Sandsteinen reichlich inkohlte Pflanzenreste und nur vereinzelt Onkoide auf, während in den folgenden 80 cm eine nichtverfestigte dichte Onkoidpackung vorliegt, in der nur wenig siltig/sandige Matrix auftritt. Die hangendsten 20 cm des Onkoidhorizontes sind durch ein sandiges Bindemittel zu einem Onkoid-sandstein verfestigt.

Den Abschluß des Profils bilden nach ca. 2 m mächtigen, gering verfestigten Silt/Sand-Rhythmiten Feinkonglomerate, die durch ihre herausgelösten Karbonatkomponenten auffallen. An der Basis dieser Feinkonglomerate bzw. in den hangenden Anteilen der Rhythmite wurden Rippelmarkenhorizonte mit teilweiser reicher Flora und Belastungsstrukturen festgestellt.

E. KNOBLOCH 1977: 417³⁾ erwähnt von hier neben schlecht erhaltenen Farnblättern *Pandanus austriacus* ETTINGSHAUSEN. In den heutigen Tropen stellt diese Gattung ein typisches Element der Strandflora dar. Außerdem fanden sich Blätter von *Eucalyptus*, *Sapindopsis* (?) und *Salix* sowie zahlreiche *Phragmites*-Stengel.

3. Beschreibung der Onkoide

Form — Größe:

Das Formenspektrum der Onkoide reicht von kugeligen, gelängten, zylindrischen, dick oder dünn scheibenförmigen, gewölbten oder linsenförmigen Typen bis zu knolligen Aggregaten.

Der größte \varnothing der Einzelonkoide schwankt zwischen 6 und 70 mm. Häufig treten im unteren Onkoid-Horizont subellipsoidische Formen mit einem max. \varnothing zwischen 10 und 20 mm auf; der mittlere größte \varnothing im oberen Onkoidhorizont liegt bei 500 Messungen um 21,4 mm.

Kerne:

Als mögliche Kerne treten Extraklaste, Intraklaste, Sparitkerne und Biogenreste auf. Weiters wurden flache Onkoide ohne festen Kern festgestellt.

Die Extraklaste (verschiedene Kalktypen, feldspatreiche Sandsteine, Lydite) besitzen einen besseren Rundungsgrad als die unregelmäßig geformten und teilweise eckigen Intraklaste (Silt-, Sandsteine bis Grauwacken mit zu geringem Teil karbonatischer Matrix).

Längliche, stabförmige Sparitkerne treten in zylindrischen Onkoiden auf. Ihre Entstehung wird mit einer Umkrustung von Holzästchen erklärt, wobei

³⁾ Der Fundpunkt ist bei E. KNOBLOCH unzutreffend beschrieben.

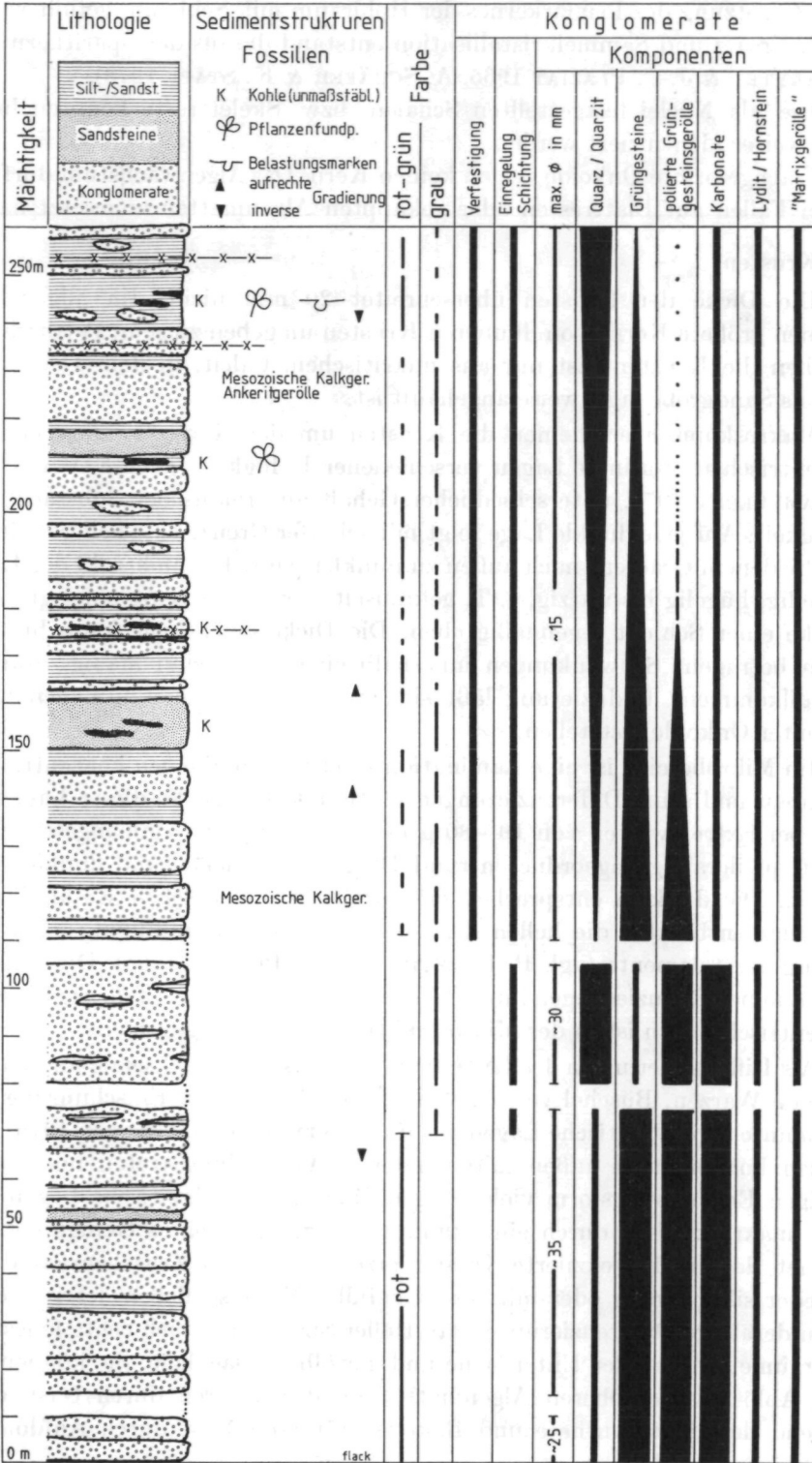


Abb. 1

nach Zersetzung des Primärkernes der Hohlraum mit Schlamm gefüllt wurde. Durch Ersatz und Sammelkristallisation entstand daraus der Sparitkern (vgl. P. FREYTET & J.-C. PLAZIAT 1965, A. SCHÄFER & K. STAPF 1978).

Die als Nuclei festgestellten Schalen- bzw. Skelettreste konnten bisher nicht weiter identifiziert werden.

Flachgeformte Onkoide zeigen keinen Kern. Das Algenwachstum dürfte in diesen Fällen auf Blattresten oder gekappten Algenmatten angesetzt haben.

Krusten:

Die Dicke der Krusten überschreitet 20 mm nicht. Im allgemeinen scheinen größere Kerne von dünneren Krusten umgeben zu sein. Petrografisch bestehen die Krusten fast nur aus mikritischem Calcit, in dem Detritus in Silt- bis Sandgröße lagenweise angehäuft ist.

Makroskopisch erscheinen die Krusten um den Kern als unregelmäßig konzentrisch angeordnete Lagen verschiedener Helligkeit (nach F. WAGNER & G. LAMPRECHT 1974, unterschiedlicher Gehalt an organischer Substanz) und Festigkeit. Auf jede dunkle Lage folgt mit scharfer Grenze eine hellere, die mit verschiedenem Gradient nach außen zu dunkler wird. Die Mehrzahl der Lagen ist wellig, hügelig bis warzig, z. T. gekräuselt, seltener entlang einer größeren Strecke einer Schicht regelmäßig eben. Die Dicke einer Lage kann bis über 3 mm betragen; Schwankungen innerhalb einer Lage sind mäßig. Stärkere bis vollkommene Reduzierung läßt sich nur in den innersten Lagen flachgeformter Onkoide feststellen.

Im Mikrobereich ist eine Lamination zu erkennen, die den konzentrischen Lagenbau und seine Differenzierungen bestimmt. Die Dicke dieser Lagen beträgt bei Extremwerten von 10—80 μ meist um 40 μ . Zusammengesetzt sind sie aus pfeilerartig angeordneten rund 10 μ breiten hellen und dunklen Elementen. Die dunklen entsprechen der primären mikritischen Kalkhülle der Algenfilamentbündel, die hellen der sekundären Hohlraumfüllung nach Zersetzung der Filamente (vgl. P. FREYTET & J.-C. PLAZIAT 1965). Diese Lagen zeigen immer Reduzierungen ihrer Dicke bis zum völligen Ausfallen; ein echter konzentrischer Bau ist in der Mikrostruktur somit nicht gegeben.

Als Differenzierungen des Lagenbaus treten isoliert wachsende und Zapfen bildende Warzen, Büschel verschiedener Enge der basalen Einschnürung und sogenannte thrombolitische Lagen auf (C. MONTY in M. R. WALTER 1976). Die Warzen können nach außen miteinander in Verbindung treten und so zur wolkgigen Erscheinungsform vieler Lagen führen. Thrombolitische Lagen sind schon makroskopisch durch ein „klumpiges“, z. T. turbates Gefüge gekennzeichnet, das durch brekziierte Krusten erzeugt wird. Die Zwischenräume sind entweder siltig-sandig oder mit Sparit gefüllt. Meist schließen detritusreiche Lagen derartige Differenzierungen ab. Heller Sparit füllt auch echte fenestrale Hohlräume mit gerader Unterfläche und gewölbter Dachlage. Sie können mit einer Ablösung der oberen Algenmatte von der unteren durch Gasbildung während der Photosynthese und Bakterientätigkeit bzw. durch Aufdomung

durch starkes Wachstum bei beschränktem Platzangebot erklärt werden (C. MONTY in M. R. WALTER 1976).

Fazielle Folgerungen:

Onkoidbildende Organismen scheinen Ausdruck einer Anpassung an Weichböden und/oder niedrigenergetische Bereiche geringer Sedimentation bei zeitweilig höherer Turbulenz zu sein (E. FLÜGEL 1978, A. SCHÄFER & K. STAPF 1979, u. a.). Dieses Environment, wie auch verschiedene Wachstumszyklen von meist mehreren Organismengruppen in der Algenmatte, verursachen die Lamination, die unterschiedliche Anreicherung von Detritus und die Bildung unterschiedlicher Strukturen in „Ober-“ und „Unterseite“ einer Schicht. Daraus resultiert eine unterschiedliche primäre Porosität und letztlich auch die unterschiedliche Festigkeit. Lithoklaste im Grobsandbereich, die in der unmittelbaren Oberfläche der Onkoide „stecken“, bezeugen spongösen Bau. Die rasche Lithifikation der Knollen ist im vorliegenden Material an Spaltrissen zu erkennen, die im Inneren der Kruste an sehr dunklen Lagen enden. Diese Hardgrounds weisen auf stark verlangsamte bis stillstehende Sedimentation und dürften auf Eisenhydroxidlagen zurückzuführen sein. Kurzzeitiges Trockenliegen kann nicht ausgeschlossen werden.

Die Biologie des zyklischen Lagenbaus ist selbst bei rezenten Blaugrünalgen noch nicht vollkommen geklärt (D. K. RICHTER et al. 1979), sodaß Angaben über die Wachstumsgeschwindigkeit bei fossilen Onkoiden als rein hypothetisch zu betrachten sind. Neben der Annahme eines allgemeinen Wechsels von günstigen und ungünstigen Bedingungen wird als Ursache für die periodische Calcitausscheidung auch ein Jahreszyklus erwähnt (A. STIRN 1964). Nach rezentbotanischen Studien an fluviatilen Algenmatten werden zusammenhängende Kalkalgen während des dichten Wachstums zur Blütezeit im Frühling bei geringerer Wassertemperatur gebildet; von Mai bis Januar bilden die Filamente bei abnehmendem Wachstum lockere Bündel. Nach P. FREYTET & J.-C. PLAZIAT 1965 entspricht die Zonierung dem nicht einheitlichen aber zyklischen Wachstum der Algen. Die fluviatil-lakustrinen Onkoide (pisolites), die sie aus der Oberkreide und dem Eozän Südfrankreichs beschreiben, sind in Struktur und geologischem Auftreten (in Konglomeraten und Sandsteinen) sehr gut mit den Onkoiden vom Römaskogel vergleichbar: in der ersten Phase eines Zyklus entfaltet sich die Algenvegetation bei günstigen Bedingungen; dabei werden die hellen, lockeren, allgemein dickeren Lagen gebildet (microfaciès lacuneux). In der 2. Phase kommt es bei zunehmend ungünstigeren Bedingungen zu nur mehr geringer Kalzifikation und zu einer Anreicherung an organischer Substanz (microfaciès compact).

Onkoide treten im marinen Bereich in der tieferen Gezeitenzone und im oberen Subtidalbereich auf (B. W. LOGAN et al. 1964, E. FLÜGEL 1978 u. v. a.). Im lakustrinen Bereich sind Onkoide heute aus Seen (z. B. im Bodensee, M. SCHÖTTLE & G. MÜLLER 1968, A. SCHÄFER & K. STAPF 1978) und fließenden Gewässern bekannt (A. STIRN 1964). Zwar lassen sich fossile Onkoide allgemein

besser mit rezenten Süßwasseronkoiden vergleichen, als mit marinen, eindeutige Belege für die lakustrine Natur liefern jedoch vor allem paläontologische Kriterien: Im Gegensatz zu den südfranzösischen Onkoiden von P. FREYTET & J.-C. PLAZIAT 1965, wo gut erhaltene Süßwassergastropoden als Onkoidkerne (Mumien) lakustrines Environment belegen, konnte im Material vom Römaskogel noch kein derartiger Hinweis gefunden werden.

Dasselbe gilt für zwei weitere Vorkommen von Onkoiden innerhalb der Basiskonglomerat-Folge (Bereich Jagel-Wirt/N Kainach bzw. Bereich Kreuzwirt/S Geistthtal). Mit den hier beschriebenen phänomenologisch völlig übereinstimmende Onkoide fanden sich jedoch auch in der Bitumenmergel-Folge östlich Geistthtal und hier treten als Kerne neben häufigen Sandsteinbröckchen nicht selten die gleichen kleinen Süßwassergastropoden auf, die sich auch in den Bitumenmergeln selbst finden.

Typische Onkoide kommen fossil meist in Räumen feinkörniger Kalksedimentation vor und werden fast nie gemeinsam mit groben Klastika gefunden. Diese Beobachtung stimmt nach A. SCHÄFER & K. STAPF 1978 mit der Beobachtung an rezenten lakustrinen und marinen Bildungen überein. Die Tatsache, daß die Algenknollen vom Römaskogel fast nur aus Karbonat bestehen, wobei der geringe Prozentsatz von karbonatischer Matrix im Nebengestein auffällt, läßt darauf schließen, daß die onkoidbildenden Algen weniger sedimentfangend als vielmehr kalkfällend waren (vgl. auch F. WAGNER & G. LAMPRECHT 1974). Nach C. D. GEBELEIN in H. FÜCHTBAUER & G. MÜLLER 1977 überwiegen echt verkalkende Blaugrünalgen in ruhigen Süßwasserseen.

4. Literatur

- ALKER, A. (1962): Über Gerölle aus der Gosau von Kainach in Steiermark. — Joanneum, Mineral. Mittbl., 1962: 19–20, 2 Abb. — Graz.
- BENESCH, F. v. (1914): Die mesozoischen Inseln am Poßruck. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 7: 173–194. — Wien.
- FLÜGEL, H. (1961): Die Geologie des Grazer Berglandes. — Mitt. Mus. Bergb. Geol. & Techn. Landesmus. Joanneum, 23: 212 S., 4 Abb., 46 Tab. — Graz.
- (1963): Das Steirische Randgebirge. — Samml. geol. Führer, 42: 153 S., 15 Abb., 4 Taf. — Berlin/Nikolasee (Borntraeger).
- FLÜGEL, E. (1978): Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von Kalken. — 454 S., 68 Abb., 57 Tab., 33 Taf. — Berlin, Heidelberg, New York (Springer).
- FREYTET, P. & PLAZIAT, J.-C. (1965): Importance des constructions algaires dues à des Cyanophytes dans les formations continentales du Crétacé supérieur et de l'Éocène du Languedoc. — Bull. Soc. géol. Fr., (ser. 7) 7: 679–694. — Paris.
- FÜCHTBAUER, H. & MÜLLER, G. (1977): Sedimente und Sedimentgesteine. — Sediment-Petrologie (ENGELHARDT, W. v., FÜCHTBAUER, H., MÜLLER, G., Hrsg.), Teil II: 784 S., 341 Abb., 70 Tab. — Stuttgart.
- GRÄF, W. (1965): Erster Bericht über geologische Untersuchungen im Gosau Becken von Kainach, Steiermark. — Anz. Akad. Wiss., Math.-naturw. Kl., 1965: 104–111. — Wien.
- (1966): Bericht über Aufnahmen 1965 auf Kartenblatt 163 (Voitsberg). — Verh. geol. Bundesanst., 1965: A 26. — Wien.
- (1972): Gosau von Kainach. — In: Wandertagung der Geologischen Gesellschaft

- in Wien: „Tertiär, Vulkanismus und Randgebirge der südlichen Steiermark“. — Mitt. Geol. Ges. Wien, **63**: 275–278. — Wien.
- GRÁF, W. (1975): Ablagerungen der Gosau von Kainach. — In: FLÜGEL, H. W.: Die Geologie des Grazer Berglandes, 2. Aufl., Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum, SH 1: 83–102. — Graz.
- HERRMANN, P. & WASCHER, W. (1972): Basiskonglomerate der Krappfeldgosau bei Rottenstein/Kärnten. — Verh. geol. Bundes-Anst., 1972: 299–308, 5 Abb. — Wien.
- HORUSITZKY, F. (1961): Die Triassischen Bildungen Ungarns im Spiegel der Großtektonik. — Jahrb. Ung. geol. Anst., **49**: 345–363, Beilg. I. — Budapest.
- KAUMANN, M. (1960): Zur Faunenstratigraphie der Kainacher Gosau. — Unveröff. Diss., 105 S., 28 Taf., 5 Tab. — Wien.
- (1962): Zur Stratigraphie und Tektonik der Gosauschichten. II. Die Gosauschichten des Kainachbeckens. — Sitzungsber. Akad. Wiss., Math.-naturwiss. Kl., (I), **171**: 289–314, 8 Abb., 3 Taf. — Wien.
- KNOBLOCH, E. (1977): Fossile Pflanzenreste aus der Kreide und dem Tertiär von Österreich. — Verh. geol. Bundes-Anst., 1977: 415–426. — Wien.
- KOLLMANN, H. A. (1967): Die Gattung *Trochactaeon* in der ostalpinen Oberkreide. Zur Phylogenie der Actaeonellidae. — Ann. Naturhist. Mus. Wien, **71**: 199–261, 9 Taf., 7 Abb. — Wien.
- KRÖLL, A. & HELLER, R. (1978): Die Tiefbohrung AFLING U 1 in der Kainacher Gosau. — Verh. geol. Bundes-Anst., 1978: 23–34, 3 Abb. — Wien.
- LOGAN, B. W., REZAK, R. & GINSBURG, R. N. (1964): Classification and environmental significance of algal stromatolites. — J. Geol., **72**, 68–83. — Chicago.
- OBERHAUSER, R. (1968): Beiträge zur Kenntnis der Tektonik und der Paläogeographie während der Oberkreide und dem Paläogen im Ostalpenraum. — Jahrb. geol. Bundesanst., **111**: 115–145. — Wien.
- (1973): Stratigraphisch-paläontologische Hinweise zum Ablauf tektonischer Ereignisse in den Ostalpen während der Kreidezeit. — Geol. Rdsch., **62**: 96–106. — Stuttgart.
- POKORNY, G. (1959): Die Actaeonellen der Gosauformation. — Sitzungsber. Akad. Wiss., Math.-naturwiss. Kl., (I), **168**: 945–978, Taf. 1–2. — Wien.
- RICHTER, D. K., HERFORTH, A. & OTT, E. (1979): Pleistozäne, brackische Blaugrünalgeriffe mit *Rivularia haematites* auf der Perachoralbinsel bei Korinth (Griechenland). — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **159**/1: 14–40. — Stuttgart.
- RIEHL-HERWIRSCH, G. (1973): Bemerkungen zur Geröllgesellschaft der „Gosau von Kainach“, Stmk. — Der Karinthin, **68**: 23–26. — Klagenfurt.
- SCHÄFER, A. & STAPF, K. R. G. (1978): Permian Saar-Nahe Basin and Recent Lake Constance (Germany): two environments of lacustrine algal carbonates. — Spec. Publs. int. Ass. Sediment., **2**: 83–107.
- SCHENK, V. (1972): Zur Regressionsfazies (Biofazies und Ökologie) der Mittleren Gosau (Oberkreide von Brandenburg, Tirol). — N. Jb. Geol. Paläont., Mh. 1972: 236–256, 3 Abb., 1 Tab. — Stuttgart.
- SCHMIDT, W. (1922): Zur Phasenfolge im Ostalpenbau. — Verh. geol. Bundesanst., 1922: 92–114, 3 Abb. — Wien.
- SCHÖTTLE, M. & MÜLLER, G. (1968): Recent carbonate sedimentation in the Gnadensee (Lake Constance), Germany. — In: Recent Developments in Carbonate Sedimentology in Central Europe (MÜLLER, G. & FRIEDMAN, G. M., Hrsg.), 148–156. — New York (Springer).
- STIRN, A. (1964): Kalktuffvorkommen und Kalktufftypen der Schwäbischen Alb. — Abh. Karst- u. Höhlenkde., E, **1**: 91 S. — München.

- TEICHMÜLLER, M. (1979): Inkohlungsgrad-Bestimmung an Kohlen und Mergelsteinproben aus der Kainacher Gosau (Obersanton-Untercampan) des Grazer Berglandes, Österreich (Probe Nr. 16.956–16.958). — Unveröff. Brief, 5. 10. 1979, 3 S., Krefeld.
- TOLLMANN, A. (1966): Die alpidischen Gebirgsbildungs-Phasen in den Ostalpen und Westkarpaten. — Geotekt. Forsch., **21**: 1–155. — Stuttgart.
- (1968): Die paläogeographische, paläomorphologische und morphologische Entwicklung der Ostalpen. — Mitt. österr. geograph. Ges., **110**: 224–244. — Wien.
- (1977): Geologie von Österreich. — Bd. 1: 766 S., 200 Abb., 25 Tab. — Wien (Deuticke).
- WAGNER, F. & LAMPRECHT, G. (1974): Limnische Algen-Stromatolithen aus dem Perm des Saar-Nahe-Beckens. — Neues Jb. Miner., Mh. 1974: 63–68. — Stuttgart.
- WALTER, M. R. (Hrsg.) (1976): Stromatolites. — Developments in Sedimentology, **20**. — Amsterdam.
- WOLETZ, G. (1967): Schwermineralvergesellschaftungen aus ostalpinen Sedimentationsbecken der Kreidezeit. — Geol. Rdsch., **56**: 308–320. — Stuttgart.

Tafelerklärungen

Tafel 1

- Fig. 1–2: Aufschlußbilder von Onkoidvorkommen in der Kainacher Gosau.
- Fig. 1. Untere Onkoidlage an der Straße Geistthal-Römaskogel.
- Fig. 2. Angewitterte Onkoide im oberen Onkoidhorizont an der Straße Geistthal-Römaskogel. Ca. nat. Größe.
- Fig. 3–5: Schliffe von Onkoiden (positiv) aus der Kainacher Gosau.
- Fig. 3. Basiskonglomerat-Folge, Jagelwirt/N Kainach; Vergr. 1,25×.
- Fig. 4. Bitumenmergel-Folge, E Geistthal. Onkoid mit hohem Anteil an thrombolitischen Lagen. Verkl. 0,8×.
- Fig. 5. Bitumenmergel-Folge, E Geistthal. Onkoide deren Nuclei teilweise Süßwassergastropoden darstellen. Verkl. 0,8×.
- Fig. 6–8: Schliffdetails (negativ) von Onkoiden. Basiskonglomerat-Folge, Straße Geistthal-Römaskogel. Vergr. 11×.
- Fig. 6. Onkoid mit lockerem Krustenbau mit hohem Anteil an Detritus.
- Fig. 7. Onkoid mit regelmäßiger Lamination und Büschel im mittleren Bildbereich.
- Fig. 8. Onkoid mit lyditischem Nucleus (weiß) und Lagen verschiedenster Ausbildung (thrombolitische Differenzierung im inneren, hohe isolierte Warzen im mittleren und regelmäßige Feinlamination im äußeren Krustenbereich).

Das Belegmaterial wird unter den Inv. Nr. 62.498–62.500 an der Abteilung für Geologie, Paläontologie und Bergbau am Landesmuseum Joanneum aufbewahrt.

