©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Oberrhätischer Riffkalk und Lias in den nordöstlichen Alpen.

I. Teil.

Von Wilhelm **Vortisch.**

Mit 4 Abbildungen und 1 Tafel.

Gedruckt mit Unterstützung der deutschen Gesellschaft der Wissenschaft und Künste für die tschechoslowakische Republik.

Inhaltsverzeichnis.

Seite

Vorwort . . . . . 2—3

I. Die Westseite der Steinplatte bei Waidring . . . . . 3—18

1. Das Profil der Rhätsedimente und deren Faziesübergang in den weißen Riffkalk . . . . . 4—12
2. Tektonische Verhältnisse des Aufschlusses . . . . . 12—18

II. Die Umgebung der Basilalm, nordwestlich vom Achensee . . . . . 18—35

1. Rhätprofil am Fonsjoch und fazieller Übergang zum Riffkalk der „Wilden Kirche" und weiter gegen N . . . . . 19—26
2. Liasprofil am Fonsjoch und westlich davon und Fazieswechsel des Lias durch die Basilmulde bis zur Schrambachalm . . . . . 26—32
3. Tektonische Verhältnisse . . . . . 32—35

III. Bemerkungen zur Sedimentpetrographie . . . . . 35—44

1. Die Kalke der eigentlichen Riffbildungen . . . . . 35—40
   Tabellarische Zusammenstellung der einzelnen Typen, ihre Übergänge und Verbreitung S. 35. — Die subklastische Beschaffenheit (Mikrogerölle) S. 36. — Bruchstücke aus gröberem Kalzit S. 37. — Deutungder beiden letztgenannten Struktureigentümlichkeiten S. 38. — Mikroskopisch erkennbare organische Reste (Echinodermen, Foraminiferen, *Octocorallia*) S. 39.
2. Oberrhätische Kalke außerhalb der eigentlichen Riffe, die mit diesen in genetischer Beziehung stehen . . . . . 40—41
   Das Gestein des obersten Rhät in Profil 6 bei der Schrambachalm S. 40. — Der Kössener Kalk Hahns von der Steinplatte S. 41. — Dem letzteren ähnliches Gestein im obersten Rhät des Fonsjoches S. 41.
3. Chemische Untersuchung dreier Faziestypen desselben Horizontes an der Steinplatte (Tabelle) . . . . . 41—43
4. Knollige Kalke und Knollenkalke . . . . . 43—44

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Seite

IV. Paläographische Deutung der Ergebnisse . . . . . 44—61

1. Die eigentlichen Riffbildungen . . . . . 44—54
Schematische Ableitung der Verhältnisse aus einigen wahrscheinlichen Voraussetzungen S. 44. — Beziehung der Verhältnisse des Aufschlusses auf der Westseite der Steinplatte auf das abgeleitete Schema S. 45. — Beziehung der Verhältnisse der „Wilden Kirche" bei der Basillalm auf das abgeleitete Schema S. 47. — Kleine Riffe S. 49. — Fortsetzung des Riffes der Steinplatte und der „Wilden Kirche" auf weitere Erstreckung S. 49. — Die „katarhischen Kalke" Salomons S. 50. — Paläogeographische Erörterung der organischen Reste S. 50. — Die Riffsedimente vor der Verfestigung, ihre Aufarbeitung, Zerkleinerung durch Tiere, Höhlungen S. 51. — Ursprung des Kalkes der Riffsedimente S.52. — Chersogener Anteil, organische Substanz, $FeCO_3$-Gehalt S. 53. — Fe_2O_3-Gehalt S. 54.

2. Die heteropischen Bildungen in der Nachbarschaft der Riffe . . . . 54—56
Meerestiefe S. 54. — Entstehung der dunklen Schiefermergel und ihrer kalkigen Einlagerungen am Fonsjoch S. 55. — Entstehung der „Kössener Kalke" Hahns in der Kammerkehr-Sonntagshorngruppe S. 56.

3. Entstehung der Schichtung der oberrhätischen Sedimente . . . . . 57—58

4. Wirkung der Riffe als präliassische Erhebungen am Meeresgrunde auf die liassische Sedimentation . . . . . 58—59

5. Vergleich mit anderen, rezenten und fossilen Riffbildungen . . . . . 59—61
Die ladinischen Riffe der Südalpen S. 59. — Der norische Hochgebirgsriffkalk der Nordalpen S. 60. — Zusammenfassung der wichtigsten Eigenschaften der oberrhätischen Riffe und Gegenüberstellung der rezenten Riffbildungen S. 60.

Literaturverzeichnis . . . . . 62—64

Vorwort.

Erst vor kurzem wies Leuchs (Centralbl. f. Min. etc. B, 1925, S. 213) darauf hin, daß sedimentpetrographische Studien in den Alpen bisher gegen stratigraphische und tektonische Forschungen vernachlässigt wurden. Die stratigraphische Reihenfolge der alpinen Sedimente bildete die Grundlage für jede geologische Alpenforschung überhaupt, und war sie einmal in den Hauptzügen sichergestellt, so mußte die Mannigfaltigkeit und Verwickeltheit der tektonischen Probleme notwendig die Aufmerksamkeit der Geologen auf sich ziehen. Trotzdem bietet die geologische Literatur der Alpen bereits eine Reihe wertvoller Arbeiten auch auf sedimentpetrographischem Gebiet; ich nenne nur: Sueß-Mojsisovics, Studien über die Trias und Jurabildungen in den östlichen Alpen, II. Gebirgsgruppe des Osterhorn (1868), und Wähner, Zur heteropischen Differenzierung des alpinen Lias (1886). Leuchs hat in der obengenannten Arbeit an einem Beispiel aus dem Wettersteingebirge gezeigt, wie durch solche Untersuchungen auch tektonische Zweifel beseitigt werden können.

Auf diesem Wege trachtet auch die vorliegende Arbeit vorzudringen. Vielleicht werden gegen diese Methode mancherlei Vorwürfe erhoben werden. Dem Geologen, der an künstliche Aufschlüsse in leichter zugänglichen Gegenden gewöhnt ist, werden vielleicht die Profile nicht immer genug ins einzelne gehen. Darauf ist zu erwidern, daß die

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

natürlichen Aufschlüsse des Hochgebirges solche genaue Beobachtungen, besonders in weicheren Gesteinen, oft gar nicht zulassen. Von seiten der Alpengeologen hingegen, welche größere Einheiten zu erfassen pflegen, könnte die räumliche Beschränktheit der untersuchten Aufschlüsse getadelt werden. Aber es kommt nur darauf an, möglichst direkt zu einer Lösung der gestellten Fragen zu gelangen, und wenn dies durch das Studium einzelner guter Aufschlüsse leichter zu erreichen ist als durch Untersuchung größerer, schlecht aufgeschlossener Gebiete, so ist dem ersteren Verfahren der Vorzug zu geben.

Das tschechoslowakische Ministerium für Schulwesen und Volkskultur hat die Arbeiten durch Gewährung einer Reiseunterstützung für den Sommer 1923 gefördert und bewilligte außerdem einen Beitrag zur Bestreitung der Druckkosten. Hiefür sei herzlich gedankt. Ganz besonders aber bin ich meinem Lehrer Herrn Professor Dr. Franz Wähner zu Dank verpflichtet, denn seiner alpinen Erfahrung entsprang überhaupt der Plan, die ausgezeichneten Aufschlüsse einer genaueren Untersuchung zu unterziehen; auch im Laufe der Arbeit selbst opferte er Zeit und Mühe, um dieselbe zu fördern. So hatte der Genannte die Güte, den Aufschluß an der Steinplatte für mich zu photographieren, unterstützte mich bei der Bestimmung der Versteinerungen und erleicherte das Aufsuchen der Literatar durch seine Kenntnis der in Betracht kommenden Werke. Endlich hat mich auch die deutsche Gesellschaft der Wissenschaften und Künste für die tschechoslowakische Republik durch Gewährung eines noch weiter erforderlichen Druckkostenbeitrages in dankenswerter Weise unterstützt.

Bemerkung: Literaturzitate beziehen sich auf das alphabetische Verzeichnis am Schlusse der Arbeit. Zum Nachsuchen genauerer Angaben über die angeführte Literatur genügt es, den dritten Teil des Verzeichnisses heranzuziehen, da die paläontologische Bestimmungsliteratur nicht zitiert wurde. Die den Autornamen nachfolgende zweistellige Zahl in Klammer sind die beiden letzten Stellen der Jahreszahl des Erscheinens des betreffenden Werkes, welche im Verzeichnis hinter dem Autornamen folgt.

I. Die Westseite der Steinplatte bei Waidring.

Die auffallende Wand von hellem Kalkstein, die den bewaldeten Hang nördlich der Straße Paß Strub-Waidring krönt, erreicht nördlich von Waidring ihre größte Höhe mit 1871 *m*, hier zutreffend als „Steinplatte" bezeichnet. Alsbald schwenkt sie mit einem nach SW weisenden Eck aus der O-W-Richtung in die N- bis NNW-Richtung um und setzt sich dann, nach einigen hundert Schritten an Höhe abnehmend und aus dunkleren Gesteinen aufgebaut, noch weiter fort. Es handelt sich, wie schon lange bekannt ist, um oberrhätischen Riffkalk [Wähner (03*a*) S. 90] oder sogenannten oberen Dachsteinkalk und dessen Äquivalente, welcher von mergelreichen unterrhätischen Schichten unterlagert wird. Die Photographie Tafel 1 ist vom Grünwaldspitz, Kote 1522, westlich der Grünwaldalm, aus aufgenommen und stellt einen Teil des nordnord-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

westlich verlaufenden Wandabschnittes mit seinem Fußhang bis zum SW-Eck und noch einen kleinen Teil der W-O-Wand, allerdings in starker perspektivischer Verkürzung, dar. Die Zeichnung gibt, etwas schematisiert, mit möglichst enger Anlehnung an die Photographie, die geologischen Verhältnisse des Aufschlusses. Einander entsprechende Punkte auf den beiden in gleichem Maßstabe gehaltenen Bildern sind mit gleichen Zahlen bezeichnet. Den perspektivischen Verhältnissen der Photographie sucht die Skizze dadurch nahezukommen, daß sie als Blockdiagramm aufgefaßt ist. Die nach W gerichtete Wand des Aufschlusses ist so gleichsam auf die vordere Fläche des Diagramms projiziert und die nach S gerichtete auf die nach rechts hinten verlaufende Diagrammfläche. Die beiden Wandteile auf Photographie und Skizze werden stets als W- und S-Wand bezeichnet werden, die Ecke, die sie bilden, einfach als Wandeck. Daß bei der beschriebenen Darstellungsart kleinere Unebenheiten verschwinden müssen und dadurch kleine Verzerrungen entstehen, ist verständlich, wirkt aber nicht störend. Ohne daß im Text ausdrücklich weiter darauf hingewiesen wird, mögen stets beide Abbildungen verglichen werden. Die Skizze gibt nur den rechten Teil der zusammenhängenden Wand im oberen Teile des Lichtbildes und endigt links mit Profil 1, dessen Buchstaben zum Teil beigefügt sind.

Den in der Tafel 1 dargestellten Teil der zusammenhängenden Wand kann man als tektonisch fast ungestört ansehen. Ein kleines Einfallen im linken Teile des Aufschlusses nach O kommt nicht in Betracht und die vertikale Verschiebungskomponente der zahlreichen Brüche beträgt höchstens 2 bis 3 *m*. Es sind im wesentlichen schichtenparallele Verschiebungen vorsichgegangen, die nur in einem Falle eine besondere Bedeutung erlangten. Vgl. S. 13, 14. Unterhalb der unregelmäßigen Linie jedoch, die in der Skizze die untere Grenze der geologischen Signaturen bildet und in der Natur den Beginn der Schuttverhüllung anzeigt, also am Fußhange der Wände, gibt es tektonische Verwicklungen, welche S. 15, 16 genauer beschrieben werden.

1. Das Profil der Rhätsedimente und deren Faziesübergang in den weißen Riffkalk.

Bei der torförmigen Nische, welche ganz links in die obere Wand eingesenkt ist, beobachtet man von dem Rasenfleck, welcher weiter unten den Wald unterbricht, nach aufwärts folgendes Profil (d. i. am linken Ende der Skizze!) (Hier wie in allen nachfolgenden Profilen sind die Angaben in Metern durch Ausmessen festgestellt. Wenn dies nicht möglich war, somit geschätzt werden mußte, ist stets das Wort „zirka“ vorangestellt.)

Profil 1, Rhät, W-Seite der Steinplatte.

l) 3 *m*. Mächtige Bank von hellgrauem, feinkristallinem, krinoidengliederreichem Kalk.

k) 2 *m*. Mächtige Bank von hellgrauem, feinkristallinem, krinoidengliederreichem Kalk.

k und *l* sind über der Nische nicht vorhanden bzw. abgetragen, daher von weiter links und rechts einkombiniert.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

j) zirka 12 *m*. Ähnliche Kalke wie *i*, aber mit nach oben zunehmenden Krinoidenstielgliedern. Sanfter geböscht.

Hahn (10), S. 345 und 350 gibt unter dem Fundorte „Kammerkeralpen" in den obersten krinoidenreichen Teile seiner Kössener Kalke, also in *j* oberer Teil-*l*, *Choristoceras* an.

i) zirka 30 *m*. Wand von hellgrauen, feinkristallinen Kalken, die durch stark zurücktretende mergelige Flasern grobknollig entwickelt sind.

h) 16 *m*. Im Mittel fußdick geschichtete, dunkle Kalke mit knolligen Schichtflächen und deutlichen, aber selten einige *cm* überschreitenden Schiefermergelzwischenlagen. Besonders an der Basis mächtigere, geschlossene Bank. Neigung des Hanges 45°. In den Kalken *Spiriferina uncinata* Schafh.

g) zirka 10 *m*. Schlecht aufgeschlossen. Reichlich Schiefermergel. Neigung des Hanges von 35° unten auf 50° oben steigend.

Aus diesem Horizont oder dem unteren Teil des nächst höheren stammt *Terebratula pyriformis* Sss. und *Rhyncholla fissicostata* Sss.

f) zirka 17 *m*. Wand von heller grauen, mehr feinkristallinen Kalken mit stark reduzierten Schiefermergelzwischenlagen. Diese bilden knollige Schichtflächen oder umflasern die großknolligen Kalke.

e) 9 *m*. Dunkle Schiefermergel in Wechsellagerung mit dunkelgrauen, tonigen, dichten Kalken, die im oberen Teil mit grobknolligen Schichtflächen enger zusammentreten. Hangneigung zirka 48°. In den Kalken verschiedene *Pecten* sp., *Cidaris* sp., *Lima punctata* Sow. und auf deren Schalen bisweilen *Plicatula intusstriata* Emmr.

d) 1 *m*. Bank von etwas heller grauem, feinkristallinem Kalk.

c) 15 *m*. Dunkle Schiefermergel, mit scharfer Grenze über *b* beginnend, in der unteren Hälfte mit wenige *cm* dicken Kalkplatten, treten nach oben gegen überhandnehmende Kalke mit grobknolligen Schichtflächen zurück. Zahlreiche verschiedenartige Lumachellen. Ungefähr in der Mitte eine solche mit *Gervilleia inflata* Schafh., *Modiola minuta* Goldf., *Gervilleia praecursor* Qu., *Ostrea* sp., selten *Anomia* vermutlich *alpina* Winkl., im Schutt, ebenfalls von hier stammend, eine ähnliche, aber mit zahlreichen *Anomia* und verschiedene andere. Etwas über der erstgenannten in situ Lumachelle mit zahlreichen *Avicula contorta* Portl. Von hier stammt wahrscheinlich auch *Pecten Valoniensis* Defr., Stielglieder von *Pentacrimus*. Neigung des Hanges hier zirka 48°.

b) $^3/_4$ *m*. Bank von etwas heller grauem, feinkristallinem Kalk.

a) 20 *m* (mindestens). Hierunter begreife ich alles, was unter *b* noch zum Rhät. gehört, bis zum bunten rhätisch-norischen Grenzhorizont. Unter *b* sieht man noch etwas dunkle Schiefermergel mit dunklen Kalken in Wechsellagerung, dann beginnt eine Schutthalde. Tiefer unten liegen über dem Grenzhorizonte noch 20 *m* dachsteinkalkartige Bänke, jedoch ist der Hang, wie wir später sehen werden, nicht tektonisch einheitlich. Die angegebene Mächtigkeit ist also ein Mindestbetrag.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Liegendes: Bunte Grenzkalke nach Hahn (10), S. 26. Darunter stellen sich alsbald neben dachsteinkalkartigen Bänken weiße, feingeklüftete Dolomite ein. Typischer Plattenkalk fehlt also hier.

Da bei der Untersuchung das Hauptaugenmerk auf die geologischen Zusammenhänge gerichtet wurde, konnte dem Suchen von Versteinerungen nur wenig Zeit gewidmet werden. Hahn (10) gibt ausführliche Fossillisten, in denen sich die unter „tiefere Horizonte der Kössenerkalke" mit Fundort 7 (W-Seite der Steinplatte), S. 349—350 aufgezählten Arten auf unser Profil beziehen. Wie aus dem Vergleich mit diesen hervorgeht, sind doch einige der von mir aufgefundenen neu. Besonders wichtig aber ist ein Umstand, welcher aus den stratigraphisch viel zu weit gefaßten Listen Hahns nicht mit genügender Deutlichkeit hervorgeht, nämlich daß, wie in dem klassischen Osterhornprofil nach Suess-Mojsisovics (68) bes. S. 193, die seither mehrfach nachgewiesene Faunenfolge wenigstens nach einigen Charakterformen derselben vorhanden ist. *c* würde in die schwäbische Fazies zu stellen sein, *e* in die karpathische Fazies, *g—h* in die Kössener und *j—i* in die Salzburger Fazies. Eine weitere Übereinstimmung wäre der Umstand, daß auch hier zwischen karpathischer *(e)* und Kössener Fauna *(g—h)* Schichten *(f)* mit reichlichen Lithodendrenkalken, entsprechend der Hauptlithodendrenbank von Suess im Osterhornprofil, liegen.

Aus dem oberen Teil des Profils 1 nun entwickelt sich gegen rechts weißer Riffkalk [im Sinne von Wähner (03*a*) S. 90], während der untere Teil ohne derartige Faziesänderung nach rechts fortsetzt. Daß rechts unter dem Riffkalk noch tonreichere Gesteine vorhanden sind, geht aus der sanften, mit tonigen Verwitterungsprodukten bedeckten Stufe unter den Wänden hervor. Unter dem Wandeck ist übrigens auch ein beschränkter Aufschluß von dunklen, mergeligen Kalken zu sehen. Hahn (10) (vgl. S. 345, 346 und Karte) faßt die Verhältnisse ebenso auf. Es fragt sich nur, welchem Punkt im Profil die Grenze zwischen Riffkalk und mergeliger Fazies des Rhät weiter rechts entspricht. Unter Berücksichtigung aller in Betracht kommender Verhältnisse wird sich herausstellen, daß ungefähr die Grenze zwischen *e* und *f* in Profil 1 dieser Faziesgrenze im Gebiet der Riffkalkentwicklung des Aufschlusses entspricht. Jedoch ist von *f* an nach aufwärts der fazielle Übergang zum Riffkalk zunächst noch teilweise von Schutt verhüllt und erst von der Grenze *h—i* an ist er völlig aufgeschlossen. Gut begehbar ist in der Fortsetzung nach rechts wieder nur der unterste Teil von *i* und *j*, *k*, *l*. Diese beiden Partien des Aufschlusses sollen daher zuerst besprochen werden, um die hieraus gewonnenen Erfahrungen auch auf die nur von weitem sichtbaren, nicht direkt zugänglichen Teile (*i* mittlerer und oberer Teil), bzw. durch Schutt und Vegetationsbedeckung unterbrochenen Teile *(f, g, h)* anwenden zu können.

Wir verfolgen zunächst den Jagdsteig, der von Profil 1 aus am Fuße der Wand *i* nach rechts führt. Mehrfach mit dem Hammer erreichbar hebt sich aus dem knolligen Kalke *i* eine über 1 *m* mächtige Bank heraus, welche, wie die übrigen Schichten der Wand, aus einem später zu erwähnenden Grunde, der mit dem Fazieswechsel der Partie *i* nichts zu tun hat (vgl. S. 11), unter 13° N 330° W fällt, also nach rechts

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

ansteigt. Unter Punkt 1 (Tafel 1) wird die Lagerung, abgesehen von einem wahrscheinlich auch hier vorhandenen kleinen Einfallen gegen O, wieder flach. An dieser Stelle hört, soweit feststellbar, auch die obere Grenze der Bank, d. i. eine knolligmergelige Zwischenlage gegen eine sich über ihr entwickelnde, rasch an Mächtigkeit zunehmende Bank auf. Die aus der Vereinigung hervorgehende Bank nimmt nach rechts noch weiter an Mächtigkeit zu und diese Mächtigkeitszuwächse erteilen natürlich den unmittelbar überlagernden Schichten einen nicht tektonisch entstandenen, größeren Neigungswinkel als die Schichten unter den in Rede stehenden Bänken haben, die rechts unterhalb Punkt 1 sogar flach liegen. Unter Punkt 2 wird der vorher ziemlich dunkle Kalk der nunmehr sehr mächtigen Bank mehr und mehr lichtgrau. Der leicht zugängliche Teil von *i* unter der beschriebenen Bank beginnt sich hier in 3 Bänke zu gliedern, die, wenn auch noch im Innern etwas knollig, durch deutlichere knollige Zwischenlagen getrennt sind. Bei Punkt 3 hinter dem Latschenfleck nehmen sie lichtgraue Farbe an, behalten jedoch zum Unterschiede von der vorigen Bank noch ihre knollige Beschaffenheit. In der Hohlkehle rechts von Punkt 3 nehmen sie ein Einfallen von 28° ungefähr N an und hier kommt es zur Entwicklung von sehr typischen Knollenkalken, die aus flachen, über faustgroßen, am frischen Bruch gelbgrauen, zu dünnen Lagen vereinigten Kalkknollen mit trennenden mergeligen Flasern bestehen. In diesen Flasern fand sich *Waldheimia elliptica* Zugmayer. Am linken Beginn der Hohlkehle werden die dünnen Schichten dieser Knollen plötzlich etwas mächtiger, wodurch sie sich gleichsam auseinandersperren, die Grenzen verwischen sich und es entwickelt sich eine riesige, flach elliptische Knolle von zirka 5 *m* Höhe und 10 *m* Länge, die in die Knollenkalke eingebettet ist und auf frischem Bruche bedeutend heller gefärbt ist als diese. Sie ist auf Tafel 1 unter Punkt 3 als etwas hellerer Fleck im Schatten der Hohlkehle teilweise sichtbar. Näheres folgt S. 49. Unter den Knollenkalken liegen in der Hohlkehle noch plattige, ähnlich gefärbte, mergelige Kalke, welche wohl die Fortsetzung der plattigen Kalke bilden, die weiter nach links bis zum Profil 1 nur hie und da am unteren Ende der Wand *i* aus dem Schutt auftauchen. Sie bilden die Grenze gegen *h* und seine Äquivalente.

Die Fortsetzung der Wand *i* unseres Aufschlusses weiter nach N ist leicht ersteigbar: dadurch gelangen wir in die linke Fortsetzung von *j*, *k* und *l* des Profils 1 am linken Ende des Bildes. Bei Kote 1648, wo der Weg Grünwaldalm-Kammerkeralm den höchsten Punkt erreicht, sind in diesem Niveau ganz ähnliche Kalke entwickelt, wie sie aus *i*, unterer Teil, bekannt sind, nur mit der Besonderheit, daß sie hie und da dunkle Hornsteinknauern enthalten. Wandern wir über der Wand (N-Fortsetzung von *i*) nach SSO, so stellen sich in den obersten Partien Krinoidenglieder ein, die Kalke werden etwas heller und feinkristallin und es sondert sich — noch immer N Profil 1 — eine 3 *m* mächtige, oberste, hellgraue, feinkristalline, krinoidengliederreiche Bank. Dann folgt die Lücke, unterhalb deren Profil 1 liegt. Der weitere Zusammenhang ist daher etwas hypothetisch. Die Gesteine nehmen, je weiter südlich, desto deutlicher, ein N gerichtetes Fallen an. Wegen der in *i*

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

liegenden, nach rechts anschwellenden Bänke erreichen sie größere Winkel als die Bänke am unteren Rande von *i* und entbehren der dortselbst rechts von Punkt 1 vorhandenen Unterbrechung durch ein horizontales Stück. Bei Punkt 1 sind dann als oberste Schichten zwei mächtige Bänke vorhanden, von welchen die obere, 6 *m* mächtige, vermutlich die Fortsetzung der 3 *m* mächtigen Bank vor der Lücke darstellt, während sich die untere neu entwickelt hat. Darunter bilden sich aus *j*, oberer Teil, noch weitere Bänke von ähnlichen hellgrauen, feinkristallinen, krinoidenreichen Kalken. Die vorerwähnte oberste, 6 *m* mächtige Bank findet durch Abtrag bald ihr Ende, die darunterfolgende setzt sich noch bis über Punkt 3 ans obere Ende der mit auffälligen Regenstreifen bedeckten Wand fort, um weiter oben ebenfalls zu verschwinden. Am oberen Ende der erwähnten Wand ist die Schichtfläche, die ihre Liegendgrenze bildet, durch Abrutsch des Hangenden auf eine weite Strecke entblößt. Vom Grünwaldspitz aus, von einem höheren Punkte, als von dem das Lichtbild aufgenommen ist, wird die blendend weiße Fläche sehr auffällig. Sie ist etwas uneben und fällt N 330° W unter 32°. Dieser Winkel ist der größte, der als Böschungswinkel der Riffhalden (vgl. S. 45) überhaupt gemessen wurde. Die Schichtfläche wird von den S. 17 beschriebenen Spalten überquert. Am oberen Ende derselben stellen sich die ersten Korallenbüschel ein. Steigt man noch weiter hinan, beobachtet man, wie das Gestein noch heller wird und in weißen Riffkalk übergeht. Lithodendronkalke, z. T. mit rötlicher Zwischenfüllung, sind auf der Gipfelpartie allenthalben verbreitet, auch die Gasteropodenfazies des Riffkalkes ist hier zu beobachten (G Tafel 1). Stellenweise sind auch auf der Höhe der Steinplatte wieder krinoidengliederreichere Kalke vorhanden. Überhaupt ist der Kalk auch hier nie so rein weiß, wie z. B. im Riff an der „Wilden Kirche".

Man kann noch verhältnismäßig nahe unserem Bilde in Schluchten, die durch Erweiterung von Klüften entstanden sind, auf der S-Wand fast bis zur Hälfte der Wandhöhe hinabklettern. Neues sieht man hiebei nicht. Auch hier haben die Kalke noch einen grauen Stich, führen häufig Krinoidenglieder und ganz unten endlich war ein Muschelnest mit *Oxytoma inaequivalve* Sow., ähnlich dem S. 10 beschriebenen zu sehen.

Es bleibt noch die Fortsetzung des mittleren Teiles von *i*, Profil 1, nach rechts zu besprechen. Soviel man aus einiger Entfernung und auf der Photographie Tafel 1 sehen kann, entwickeln sich unter den Punkten 1 bis 2 Bänke, die weiter nach rechts alsbald ihre Abgrenzung verlieren und so mit der einheitlichen Kalkmasse verschmelzen.

Nun zur Fortsetzung der unter der Grenze *h—i* gelegenen Schichten des Profils 1. Unter der Hohlkehle rechts von Punkt 3 folgen von deren betretbarem Boden an ungefähr 1 *m* dicke, im Innern schwach knollige Bänke hellgrauen Kalkes, die durch dunklere knollige Zwischenlagen getrennt sind. Einschließlich einer darunter folgenden, mehrere Meter mächtigen Bank reichen diese Schichten bis zur Zwischenlage bei Punkt 4, welche, als Stufe herausgearbeitet, Latschenbüsche und ein kleines Fichtenbäumchen trägt. Alle diese Bänke verlieren gegen rechts ihre knollige Beschaffenheit und bald auch die trennenden

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Zwischenlagen, so mit der Kalkmasse rechts sich vereinigend. Sie müssen, da sie unter der Fortsetzung von *i* liegen, den Schichten *h*, oberer Teil, in Profil 1 entsprechen. Darunter, d. h. tiefer unter der Hohlkehle, folgt noch eine Anzahl ähnlicher Bänke, die nach unten im Innern immer knolliger werden, während die obersten fast massig sind, ebenfalls mit dunkleren knolligen Zwischenlagen und die, ihrer Lage im Aufschlusse nach zu urteilen, dem unteren Teil von *h* sowie *g* entsprechen dürften. Der Zusammenhang nach links und rechts ist unterbrochen. Sämtliche Bänke unter der Hohlkehle haben eine Neigung von 10° nach N und die oberen, weiter verfolgbaren, nehmen ziemlich unvermittelt eine solche von 28° an, bevor sie sich mit der Riffkalkmasse vereinigen. Der Knick liegt je tiefer desto weiter nach rechts.

Die am unteren Rande der Wand rechts unter Punkt 4 folgenden Schichten müssen nun selbstverständlich wieder dem unteren Teil der Bänke unter der Hohlkehle entsprechen, den wir nach rechts im Schutt verschwinden sahen und *h* unterer Teil und *g* gleichstellten. Diese Bänke rechts unter Punkt 4 tauchen mit einer Neigung von 20° aus dem Schutt empor, welche sie beibehalten. Der Knick gegen einen schwächeren Einfallswinkel dürfte nach Analogie der früher beschriebenen Bänke unweit der Stelle, wo sie in den Schutt tauchen, von diesem verhüllt sein. Diese Verhältnisse halten auch weiter gegen S an, solange noch Bänke aus dem Schutt hervortreten. Die Schichten unter Punkt 4 bis zum Eck der Wand müssen im oberen Teil, wie gesagt, *h* unterer Teil und *g* entsprechen. Für den untern Teil könnte man noch ungefähr *f* in Anspruch nehmen, so daß der tiefste Punkt am Wandeck, unter dem, wie oben erläutert, alsbald die mergelreiche Fazies, entsprechend Profil 1 unterer Teil, folgt, etwa der Grenze *e*—*f* entsprechen könnte. Groß ist der Fehler, den wir hiebei machen, jedenfalls nicht. Die in Rede stehenden Schichten zwischen Punkt 4 und dem Wandeck lassen sich in 3 Abschnitte sondern. Der 1. Abschnitt unter Punkt 4 besteht von oben nach unten aus mächtigen Bänken hellgrauen Kalkes mit knolligen Zwischenlagen, die oberste mit roten Schlieren und Schmitzen, welche nicht die regelmäßige Form der schon öfter erwähnten Mergelflasern haben, einer massigen Partie hellgrauen Kalkes, an der Basis knollig werdend und von einer knolligen Schichtfläche begrenzt, darunter nochmals einer massigen, hellgrauen Bank, etwas weniger mächtig. Als 2. Abschnitt folgen ziemlich stark knollige, durch knollige Zwischenlagen getrennte Bänke grauen Kalkes mit zahlreichen Krinoidengliedern. Wie in Abschnitt 1 geht die Sonderung in Bänke nach rechts oben bald verloren. Nur die unterste Partie nimmt horizontale Lage, stellenweise sogar S-Fallen an. Die knolligen Kalke dieser Partie verschwinden auf der S-Wand im Schutt. Endlich den 3. Abschnitt bildet noch eine mindestens 7 *m* mächtige Partie massigen, hellgrauen, krinoidenreichen Kalkes, stellenweise in echte Krinoidenkalke übergehend. Wichtig ist, daß auf dem ganzen Wege unter der Wand *i* bis zur Hohlkehle und dann quer durch die auftauchenden Bänke bis zum Wandeck nirgends Lithodendronkalke zu sehen sind. Erst in einiger Entfernung vom Eck auf der S-Wand sind sie vorhanden. Durch wandparallele Klüfte sind hier mehrere spitzdreieckige Klippen abgesetzt. Die Spitze der höchsten

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

bei Punkt 5, zirka 40 *m* über dem Wandfuß, ist leicht erklimmbar. Man sieht beim Hinansteigen, wie Krinoidenglieder im Kalk immer seltener und dieser selbst immer lichter wird. Dagegen ist Lithodendronstruktur bis weit hinauf sichtbar. Im unteren Teil des Anstieges trifft man eine zirka 10 *m* lange, 1 *m* hohe linsenförmige Einlagerung, die ganz erfüllt ist mit *Oxytoma inaequivalve* Sow. (M Tafel 1). Daneben gibt es auch in dieser Zweischalerfazies reichlich Krinoidenglieder. Merkwürdige Einlagerungen beobachtet man, wenn man am Fuß der Wände noch weiter gegen O geht. Man steigt zunächst ziemlich steil hinan und befindet sich alsbald zwischen der Wand und einer Klippe, die von derselben durch eine schutterfüllte Furche getrennt ist. Wenige Schritte weiter steht man an der Wand selbst vor den genannten Einlagerungen. Es sind wenige Zentimeter dicke, nicht lange aushaltende Lagen eines dichten, bräunlichroten Kalkes, der nach oben, noch allmählicher (auf zirka 15 *cm*) nach unten, in den gewöhnlichen, hier graulichweißen, etwas krinoidengliederführenden Riffkalk übergeht. Die Grenze ist bisweilen etwas wolkig. An einer Stelle liegt unter dem roten Kalke ein echter Krinoidenkalk (ganz aus Krinoidengliedern bestehend), der auch schon einen Stich ins rötliche hat. Es wurden zwei solche rote Lagen mit zirka 40° S-Fallen übereinander beobachtet. Derartige steil fallende ebene Fugen wurden auch links unterhalb des Muschelnestes M (Tafel 1) im krinoidenreichen Kalke beobachtet, ohne daß rote Zwischenlagen feststellbar waren.

Es war im Vorhergehenden wiederholt von hellgrauen Kalken die Rede, die den Übergang zwischen dem eigentlichen weißen oder fast weißen Riffkalk und den dunkeln Gesteinen der Fazies des Profils 1 vermitteln. Innerhalb derjenigen Teile des Aufschlusses, wo noch Schichtung vorhanden ist, herrscht dieser graue Übergangskalk durchaus. Beim Anstieg auf der S-Wand gelangt man bis in den eigentlichen, fast weißen Riffkalk. Zieht man von dieser Grenze auf der W-Wand eine nach links etwas ansteigende Linie in immer gleicher Entfernung von den aufhörenden Schichtfugen, so gelangt man rechts oberhalb Punkt 3 in die krinoidenreichen Kalke entsprechend *j*. Weiter nach links kann es somit keinen typischen weißen Riffkalk geben. Diese Vermutung wird nun durch die Beschaffenheit der Blöcke des latschenbewachsenen, schwer passierbaren Blockfeldes am Fuße der Wände bestätigt, das auf einer durch die weichen Gesteine des unteren Rhät bedingten Terrasse liegt. Der schiefe, hausgroße Block Punkt 6 unter der Hohlkehle besteht aus hellgrauen, z. T. knolligen Kalken (Übergangskalken) und bildet ungefähr die Grenze zwischen fast ausschließlich aus den Übergangskalken gebildeten linken (N-)Abschnitt des Blockfeldes und dem rechten (S-)Abschnitt, in dem reichlich weißer Riffkalk vorhanden ist, der dann unter der S-Wand allein übrig bleibt.

Außer den erwähnten, im Anstehenden gesammelten Fossilien finden sich solche auch im Schutt am Fuße der Wände. Besonders fossilreich ist er am SW-Eck der Steinplatte. Von der Schuttmasse zwischen Wand und Waldrand geht ein Schuttstrom entlang des Fußweges bis weit gegen Waidring hinab. Es liegen zunächst Stücke umher, die ganz mit *Avicula contorta* Portl., andere mit *Oxytoma inaequivalve* Sow. er-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

füllt sind. Es kommen aber auch Stücke vor, wo eine der beiden Arten vorherrscht und die andere nur in einzelnen Exemplaren vorhanden ist. Vgl. auch Wähner (03a) S. 100—101. Ein spärlicher, aber ständiger Begleiter dieser Muschelanhäufungen, die wahrscheinlich aus den beschriebenen ähnlichen Muschelnestern stammen, ist *Modiola minuta* Goldf. Ferner wurden verschiedene *Pecten* gefunden. Die schon im Anstehenden erwähnte Gasteropodenfazies findet sich im Schutt in Stücken, die ganz von Gasteropoden erfüllt sind. Von Korallen sind außer *Thecosmilia* als Hauptriffbildner, die jedoch keine spezifische Bestimmung gestatten, vorhanden: *Stylophyllum polyacanthum* Reuss, *Mauntlivaltia* cf. *Fritschi* Frech, *Thamnastraea* sp., vielleicht zu den *Spongiomorphidae* Frech (90) S. 68 gehörige Kolonien, *Calcispongiae* und die von Wähner (03a) S. 95, 96 beschriebenen Hydrozoen, die z. B. *Mauntlivaltia* überrinden. Schließlich ist auch *Cheilosporites tirolensis* Wähner vielfach zu finden.

Es bleibt noch eine kleine Unregelmäßigkeit zu besprechen, welche diesen beschriebenen Fazieswechsel von links nach rechts in den Schichten *f, g, h* stört. Die obersten Bänke von *f* schwellen rechts von Profil 1 an und nehmen die hellgraue Farbe der Übergangskalke an. Durch ihr Anschwellen wächst der Einfallswinkel der nach N fallenden obersten Schichfläche auf zirka 26°. Schließlich (Punkt 7) sind zwei mächtige Bänke mit Lithodendronstruktur im Kern vorhanden. Die tieferen knolligen Kalke in *f* und im obersten Teil von *e* gehen in hellgraue Knollenkalke mit Lithodendronstruktur über, welche die vorerwähnten massigen Kalke unterlagern. Lagen dieser Lithodendronkalke, z. B. im obersten Teile von *e*, reichen zungenförmig weit nach links. Sie sind versteinerungsreich — *Pecten* sp., *Ostrea* sp. *Lima punctata* Sow., *Plicatulas intusstriata* Emmr., *Terebratula pyriformis* Sss., *Spirifirina uncinata* Schafh. kommen hier vor. Nach rechts werden alle diese Gesteine durch eine Störung (vgl. S. 13, 14) abgeschnitten und es folgen dann wieder Gesteine wie in Profil 1 *f, g*. Es ist kein Zweifel, daß wir hier im kleinen Maßstabe dasselbe vor uns haben, wie bei dem Fazieswechsel von mergeligen Rhätsedimenten zum Riffkalk, der sich an der Steinplatte im großen vollzieht. Diese kleine Riffkalkmasse hat auf die jüngeren Sedimente den Einfluß, wie er in Tafel 1 (Skizze) dargestellt ist. Durch Mächtigkeitsschwankungen wird die Unebenheit nach und nach ausgeglichen und an der Wand *i* ist, wie S. 6 erwähnt, nur noch ein Einfallen nach N vorhanden. Im großen werden wir einen ähnlichen Einfluß des rhätischen „Riffs" der „Wilden Kirche" auf die Liassedimente feststellen können.

Eine ganz ähnliche Erscheinung bietet das äußerst linke Ende des Aufschlusses Tafel 1. Auch hier ist in demselben Niveau (*f*, Profil 1) ein Riff (Punkt 8) von hellgrauen Kalken vorhanden. Im oberen Teil entwickelt sich eine massige Partie aus *f* oberer Teil durch Mächtigkeitszunahme, Verlust der Schichtung und Hellerwerden des Kalkes. Auch hier kommt dadurch eine ziemlich steile Böschung, ein plankonvexer Körper zustande, der mit den gleichalterigen mergeligen Sedimenten jedoch fest verbunden ist. Unter der massigen Partie liegen hellgraue Knollenkalke mit Lithodendronstruktur, reich an den obenangeführten

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Versteinerungen, darin eine 1·60 *m* hohe, 3 *m* lange Knolle, die aus einem einzigen Korallenstock gebildet wird. Zahlreiche Klüfte machen den stratigraphischen Übergang undeutlich, besonders nach links.

2. Tektonische Verhältnisse des Aufschlusses.

Wie erwähnt, kann der zusammenhängende obere Teil des in Tafel 1 dargestellten Aufschlusses als tektonisch im großen und ganzen ungestört angesehen werden. Im einzelnen jedoch ist eine starke tektonische Zerklüftung des Gesteins zu beobachten. Es sind annähernd vertikale Klüfte in fast allen Streichrichtungen vorhanden, bevorzugte Richtungen dürften vorhanden sein, konnten jedoch aus verschiedenen Gründen nicht sicher festgestellt werden. Vor allem konnte der Einfluß, der sich aus der linearen Horizontalprojektion des Aufschlusses und der infolgedessen ungleichen Beobachtungswahrscheinlichkeit der verschiedenen Kluftrichtungen ergibt, nicht mit genügender Sicherheit ausgeschaltet werden. Die Messungen mit dem zur Verfügung stehenden, sehr unvollkommenen Instrument erwiesen sich als zu ungenau usf. Die Klüfte sind meist nahezu vertikal und ebenflächig und von schichtenparallelen Rutschstreifen und Hohlkehlen bedeckt. Da auf die kleine beobachtbare Tiefenerstreckung im Aufschlusse die Rutschstreifen auch stets annähernd horizontal sind, läßt sich eigentlich nicht mit Sicherheit sagen, ob die Bewegungen schichtenparallel oder horizontal waren. Jedoch muß aus später zu erwähnenden Gründen das erstere angenommen werden.

Die Ausbildung der mit Rutschstreifen bedeckten Klüfte geht bei den dünnschichtigeren Gesteinen bis ins kleinste Detail. Parallelepipedische, mit schichtenparallelen Rutschstreifen bedeckte Gesteinsstücke liegen vielfach im Schutt, z. B. am unteren Ende des Profils 1. Auch die Aufschlußwände selbst sind oft mit horizontalen Rutschstreifen bedeckt, so z. B. die Wand *f* unterhalb Punkt 9. Das reichliche Auftreten der Rutschstreifen überhaupt ist ein Beweis dafür, daß vor verhältnismäßig kurzer Zeit große Abstürze frische Kluftflächen entblößt haben. So häufig und wohlerhalten sind Rutschstreifen in den Alpen selten zu finden. Man muß schon künstliche Aufschlüsse in tektonisch stark beanspruchten Gebieten aufsuchen, um derartiges wiederzusehen.

Rutschstreifen und Hohlkehlen können sehr große Flächen bedecken. So ist die riesige, mit Regenstreifen überzogene einspringende Wand rechts über Punkt 3, auf Tafel 1 im Schatten liegend, nichts weiter als eine geglättete, mit Hohlkehlen bedeckte Rutschfläche. Sie stellt eigentlich eine Zylinderfläche mit horizontaler Erzeugender dar, die, wie auf Tafel 1 sichtbar, außer den Hohlkehlen noch größere Krümmungen zeigt. Sie streicht N 10° O und hat eine Anzahl paralleler Begleiter, die links über Punkt 3 direkt in den Felsen hineinsetzen.

Anders geartet als die vorhin beschriebene ist die Krümmung der Kluft, die einen oberen Teil der Wand *i*, links unterhalb Punkt 2 (auf Tafel 1 hell beleuchtet!) bildet. Längs einer von rechts oben nach links unten verlaufenden, auf Tafel 1 sichtbaren geraden Linie setzt der untere Teil der Kluft mit gegen die Wand gerichtetem Einfallen in die Wand hinein. Entlang dieser etwas abgerundeten Kante ist die Kluft-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

fläche gleichsam geknickt. Trotzdem ist sie mit horizontalen Rutschstreifen bedeckt. Hier muß also nicht nur eine Translationsbewegung, sondern auch eine Rotation vor sich gegangen sein. Die Kluftbildung geht eben in der Natur auch unregelmäßiger vor sich, als Arbeiten wie die von Cloos (vgl. Bubnoff [22]), Stieler (22) usf. vermuten ließen. Hier kann die Unregelmäßigkeit mit dem eine starke mechanische Unstetigkeit hervorrufenden Faziesswechsel der rhätischen Sedimente zusammenhängen.

Wie sich vorhin eine Kluft in einen von der vertikalen Lage abweichenden Teil fortsetzte, gibt es auch Klüfte, die in ihrer ganzen zur Beobachtung gelangenden Erstreckung nicht saiger stehen. So eine Kluft, einige Schritte links der „Nische" in der Wand *i* unter Punkt 9, Tafel 1. Sie streicht N 15° O, fällt 58° OSO und trägt ebenfalls horizontale Rutschstreifen. Durch die „Nische" selbst geht ein 85° N fallender Bruch. Diese Beispiele ließen sich noch vermehren.

Die Regelmäßigkeit der Klüftung wird auch dadurch gestört, daß Klüfte oft dicht geschart sind. So, wie schon erwähnt, über Punkt 3. Links davon, wo der gleichmäßig hell erleuchtete Wandteil zu Ende ist, setzen parallele, S-SSO streichende Klüfte in die Wände. Ein wohl wegen tektonischer Zerrüttung herausgewittertes Zwischenstück hat hier einen Kamin entstehen lassen. Damit kommen wir auf die tektonische Breccienbildung an den Klüften zu sprechen. Diese ist z. B. an der Kerbe in der Wand links der „Nische" vorhanden oder im Riffkalk, rechts unterhalb Punkt 5, zwischen den beiden klippenartig aufragenden Felsen. Die Klüfte streichen am letzerwähnten Orte N 5° O.

In den ungeschichteten Massen der Übergangskalke und des Riffkalkes geht die Klüftung im allgemeinen weniger ins Einzelne als in den wohlgeschichteten Sedimenten weiter links. Dies erklärt sich dadurch, daß die tonigen Zwischenlagen der letzteren eine viel innigere Durchbewegung gestatten als die ungeschichteten Massen der ersteren.

Eine besondere Bedeutung erlangen die schichtenparallelen Bewegungen an der bereits erwähnten Störung, die das kleine Riff Punkt 7 nach rechts abschneidet. Das Streichen der vertikalen Bruchfläche beträgt N 60° O. Welche der Klüfte oben an der Wand *i* ihre Fortsetzung bildet, oder ob sie sich zerschlägt, ist nicht mit Sicherheit zu sagen. Daher ist sie in der Skizze Tafel 1 nach oben nicht fortgesetzt. Übrigens braucht sie bei schichtenparallelen Bewegungen gar keine Fortsetzung haben. Tatsächlich gibt es gerade an der Wand darüber Rutschstreifen auf Schichtflächen, was die Möglichkeit von Bewegungen innerhalb eines bestimmten Schichtpaketes nahe legt. Am Riff Punkt 7 wird diese Störung von einer regelrechten Dislokationsbreccie begleitet, in der ausnahmsweise einmal steiler geneigte Rutschstreifen auftreten. Sie beweißt, daß hier eine Bewegung größeren Ausmaßes stattgefunden hat. Ihre rechte Begrenzung bildet wieder eine Kluft und dann folgen horizontal gelagerte Schichten, die ungefähr den in gleicher Höhe in Profil 1 anstehenden entsprechen. Aus diesem Grunde und da an der Wand über Punkt 7 (von *i* Profil 1 gebildet) keine Anzeichen einer vertikalen Bewegung vorhanden sind, kann die Bewegung, die die Dislokationsbreccie gebildet hat, nur ungefähr schichtenparallel und horizontal erfolgt sein, und das

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Abstoßen des Riffs an „normalen" Sedimenten kann nur so zu erklären sein, daß die letzteren entlang der Verschiebungsfläche schichtenparallel neben den linken Teil des Riffs geschoben wurde. Es läßt sich allerdings nicht mit Sicherheit sagen, ob der weggeschobene rechte Riffteil in den Aufschluß hinein oder heraus bewegt wurde. Dem Gebirgsbau entsprechend wäre eher das letztere anzunehmen. Im ganzen handelt es sich hier um eine selten in die Augen springende Wirkung einer schichtenparallelen Verschiebung (vgl. Abbildung 1). Auch der linke Abfall des Riffs Punkt 7 wird von N 15° O streichenden Klüften durchsetzt, die auf einige Entfernung einen jäheren Fazieswechsel vortäuschen. Bei näherer Betrachtung jedoch ergibt sich, daß hier keine bedeutenden Bewegungen stattgefunden haben können. Auch bei dem Fazieswechsel im großen, der sich an der Steinplatte vollzieht, glaubt man an Klüften bisweilen eine unvermittelte, wenn auch unbedeutende Faziesänderung zu bemerken. Vielleicht erfolgten auch hier Verschiebungen, die ähnliche, aber geringere Faziesverstellungen hervorgerufen haben, wie bei Punkt 7.

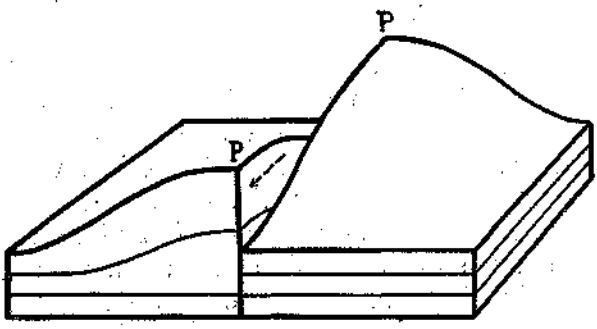


Abbildung 1. Auffallende Wirkung einer schichtenparallelen, annähernd horizontalen Verschiebung. Der rechte vordere Quadrant des Riffes ist neben den linken hinteren Quadranten geschoben oder umgekehrt. *P* = Mitte des Riffscheitels vor und nach der Verschiebung. Die Vorderseite des Blockdiagramms ergibt das Aufschlußbild bei P. 7, Tafel I.

Nur selten sind an Klüften innerhalb unseres Aufschlusses auch kleine vertikale Verschiebungen zu beobachten. Von links beginnend sind an der schiefen, S. 13 erwähnten Kluft unter Punkt 9 die rechten hangenden Schichten unter entsprechenden Schleppungserscheinungen um einige Meter abgesunken. Dies ist auch auf Tafel 1 sichtbar. Trotzdem zeigt die Kluft nur schichtenparallele, annähernd horizontale Rutschstreifen. Rechts unterhalb Punkt 1 ist an N 275° W streichenden Parallelklüften das rechte Gebirgsstück um zirka 1 *m* gesenkt, wie ebenfalls auf Tafel 1 sichtbar. Ferner ist vielleicht an der durch die Nische gehenden, unter 85° N fallenden Kluft (S. 3) das rechte Gebirgsstück etwas gehoben. Alle diese vertikalen Verschiebungen sind aber unbedeutend und können im allgemeinen eher eine tektonisch um ein geringes tiefere Lage des rechten Teiles des Aufschlusses hervorrufen, als die bedeutend höhere Lage der altersgleichen Schichten S unter dem SW-Eck im Vergleich zu solchen am linken Ende des Aufschlusses, die Hahn (10) S. 647 (vgl. auch diese Arbeit S. 17) auf sie zurückführt. Sie erklären sich entweder als kleine Unregelmäßigkeiten bei der schichtenparallelen Durchbewegung oder als Ergebnis einer jüngeren Senkungsphase. Auffallend ist jedenfalls das Fehlen vertikaler oder steiler geneigter Rutschstreifen.

Zur Erklärung der bisher besprochenen Störungen sind tangentiale Spannungen hinreichend. Durch die tektonischen Erscheinungen, welche man am Abhang unter dem zusammenhängenden Aufschluß beobachtet,

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

kommen radiale Bewegungen deutlicher zum Ausdruck. Wenn man den guten Weg emporsteigt, der von der Grünwaldalm zu den Kammerkeralmen führt, so trifft man rechts hinter dem ersten Gatter auf Blöcke von hellgrauem Lithodendrenkalk, welche von dem kleinen Riff Punkt 8 der Tafel 1 abgestürzt sind. Sie liegen auf einer ziemlich ebenen Fläche, die bergwärts durch eine Furche von dem steiler ansteigenden Hang getrennt ist. Solche Furchen gibt es auch auf der mit Gras und Latschen bewachsenen Fläche über dem linken Teil des Aufschlusses (Wand *i*) der Tafel 1. Sie stehen wohl mit der Auswaschung an Klüften im Zusammenhang. Steigt man den Weg verlassend den Hang weiter in nunmehr östlicher Richtung empor, so trifft man mehrmals auf emporragende, NNW gestreckte Felspartien, welche ihrer Gesteinszusammensetzung nach den darüber in Wänden anstehenden Schichten *f—i* Profil 1 entsprechen. Die Lagerung dieser Gebirgsstücke ist entweder horizontal oder mehr oder weniger steil bergwärts geneigt, das Streichen aber immer ungefähr NNW, parallel den Aufschlußwänden darüber. Die Länge der Felspartien beträgt einige Zehner von Schritten, in der Querrichtung senkrecht zu den Aufschlußwänden dagegen haben sie nur eine geringe Erstreckung. Die drei unteren Staffeln treten auf der Photographie nicht hervor, da sie im Walde versteckt sind. Die oberste reicht bis etwas unterhalb der Höhe der Grenzen *a*, *b*, Profil 1. Hierauf folgen bis an die *f—i* in Profil 1 entsprechende Wand noch zwei Staffeln, welche auf Tafel 1 sichtbar sind. Die untere der beiden, Punkt 10 und rechts davon, ist durch Querstörungen in drei Teile zerlegt, die auf der Tafel unterscheidbar sind. Die beiden rechten Teile streichen N 335° W und fallen ziemlich steil bergwärts; sie sind an Klüften mit schichtenparallelen Rutschstreifen gegeneinander verschoben. Der linke, längere Teil streicht N 325° W, fällt zirka 10° bergwärts, ist von einer Querkluft geteilt und trägt an beiden Enden ebenfalls schichtenparallele Rutschstreifen. Zwischen ihm und dem rechts folgenden Teil ist, auf Tafel 1 unsichtbar, ein kleines Gebirgsstück mit zirka 30° S-Fallen eingeklemmt. Mit einem Abstand von zirka 50 Schritten gegen die Wand zu liegt dann hinter dem linken Teile dieses Staffels der letzte Staffel (auf der Photographie sichtbar), ebenfalls langgestreckt, nur zirka 10 Schritt tief, N 325° W streichend und 50° bergwärts fallend. 30 Schritt dahinter beginnt die Wand. Die Gesteinsbeschaffenheit der letzten beiden Staffeln entspricht ungefähr *i* Profil 1. Nur tektonische Absenkungsvorgänge können für ihre Lage und die der drei vorerwähnten Staffeln verantwortlich gemacht werden. Hiebei behielten sie ihre horizontale Lagerung oder nahmen eine Neigung an, die durch Drehung um eine horizontal liegende, nach NNW weisende Achse zustande kam. Merkwürdig ist nur das gänzliche Fehlen vertikaler Rutschstreifen, doch deutet dies erst recht auf das Fehlen tangentialen Druckes während der Senkung. Vielleicht war es mehr ein Hinabstürzen in klaffende Spalten. Die verworfenen Gebirgsstücke tragen die schichtenparallelen Rutschstreifen in den verschiedenen Lagen, in welche sie durch die Absenkung gekommen sind, ein Beweis dafür, daß die Senkungsvorgänge der schichtenparallele Rutschstreifen bildenden, tangentialen Durchbewegung nachfolgte. Die Umgrenzung der abgesenkten Partien entspricht dabei Klüften, die

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

während der Druckphase entstanden sind (Klüfte mit Rutschstreifen in der Längserstreckung der Staffeln sind im einheitlichen Aufschlusse über denselben, d. h. an den Wänden *f—i* häufig), daher sie auf ihren Begrenzungsflächen auch mit den Rutschstreifen dieser Phase bedeckt sind. Zusammenfassend sind wir also zu dem Ergebnis gekommen, daß am W-Ende der Steinplatte zuerst eine tangentiale Dislokationsphase das Gebirge durch Kluftsysteme mit Rutschstreifen und schichtenparalleler Durchbewegung zerstückelte und dann Absenkungvorgänge einer radialen Dislokationsphase die Gebirgsstücke in vertikalem Sinne verstellten.

Der so zustandegekommene Staffelbau des Abhanges links der „Nische" und Profil 1 setzt auch weiter nach rechts fort. Der Querbruch, an welchem die rechte Hälfte des kleinen Riffs Punkt 7 weggeschoben ist, kommt in seiner Fortsetzung unter dem Riff durch eine steile, den Hang herabziehende Mulde zum Ausdruck. Rechts davon liegt 30 Schritt vor der Wand *f*, die dem Riff in anderer Fazies entspricht, eine zirka 40 Schritt lange, oben mit Latschen bewachsene Felspartie Punkt 11, deren Gesteine ungefähr *h*, Profil 1, entspricht und von *f* unmittelbar dahinter durch Schieferzwischenlagen unterschieden ist. Sie fällt ausnahmsweise sanft talwärts bei wandparallelem NNW-Streichen. Die Klippe wird von der Wand selbst durch eine schuttbedeckte Furche abgetrennt und nach rechts schließt sich an sie ebenfalls eine Furche mit derselben Längserstreckung an. Auch weiter unten, unter der erwähnten Felspartie, folgt noch eine wandparallele Furche und in deren Fortsetzung liegt dann der quadratische Felsen Punkt 12. Er besteht aus hellgrauem Übergangskalk und ist rechtwinklig parallelepipedisch gestaltet. Höhe und Breite 20 *m*, Tiefe 7 *m*. Er steht also auf der Schmalseite. Seine obere Begrenzung dürfte eine Schichtfläche sein. Die Seiten-, Vorder- und Hinterfläche dagegen sind nahezu vertikale Klüfte, entsprechend den auch sonst im Aufschlusse häufigen Richtungen. Rutschstreifen sind allerdings nirgends zu sehen. Im ganzen steht er nicht völlig vertikal, sondern Vorder- und Hinterfläche fällt sehr steil hangwärts, die Hangendschichtfläche somit sanft bergwärts. Die Vorder- und Hinterfläche streicht parallel den Aufschlußwänden NNW. Mit seiner Unterlage, welche entblößt ist und aus demselben Gestein besteht, ist er fest verbunden. Auf der Gesteinsfläche der Unterlage deuten orientierte Karrenfurchen auf Fortsetzung der den aufragenden Felsen begrenzenden Klüfte. Es kann sich schon aus dem Grunde nicht um einen abgestürzten Block handeln, weil er auf der Schmalseite und noch dazu etwas schief steht. Auf Grund des uns bereits bekannten Staffelbaues findet dieses Gebilde ohne weiteres seine Erklärung als von Klüften herausgeschnittene und abgesenkte Partie aus dem Niveau des weiter oben an der Wand in der Fortsetzung von *i* entwickelten, fast massigen, hellgrauen Übergangskalkes. Der Senkungsbetrag ist ungefähr 40 *m*. Wir sehen also, daß gründliche Untersuchung der tektonischen Verhältnisse des Aufschlusses zur Erklärung solcher Einzelheiten unerläßlich war. Andernfalls könnte man mit Hahn (10) S. 410 wirklich glauben, daß sich das Riff hier etwa in „Blöcke" auflöst, worunter Hahn doch wohl exogene Bildungen im Auge hat.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Wie schon erwähnt, verrät sich dieser Staffelbau des Abhanges unter den Wänden unseres Aufschlusses auch durch diese parallelen Furchen. So am Beginne des Profils 1 unter der Schutthalde oder oben auf der Höhe der Steinplatte selbst. Rechts vom Profil 1, am Abhange, setzt sich dieser Bau wohl noch in das Blockfeld unter dem rechten Teile der Wände fort, wird aber durch die Bedeckung mit dem riesigen, aus den Übergangskalken und dem Riffkalk selbst stammenden Blockwerk verhüllt. Unter dem SW-Eck jedoch deutet nichts mehr auf einen solchen Staffelbau und man scheint hier bis herab zum Wege Grünwaldalm-Wemeteigenalm ein einheitliches Gebirgsstück vor sich zu haben. Bei vorsichtigem Vergleich des rechten und linken Teiles des Aufschlusses Tafel 1 (Lichtbild und Skizze) ergibt sich, daß der unterste Punkt der Riffkalkmasse des SW-Ecks ungefähr der Grenze *e, f* in Profil 1 entspricht. Darunter folgt, entsprechend *b—e*, die mit lehmigem Schutt bedeckte Schutthalde und dann, schon im Walde, dachsteinkalkartige Bänke, wie in Profil 1*a*, dann folgt eine terrassenartige Plattform, ungefähr in der Höhe der Wiese unter Profil 1, und darunter schon Dolomite der norischen Stufe. Die rhätischen Schichten in Profil 1 entsprechen in ihrer Höhenlage den analogen am SW-Eck. Jedoch reichen die norischen Dolomite hier viel weiter hinan als dort. Dies ist hinreichend damit erklärt, daß diese letzteren hier in einem einheitlichen Gebirgsstück unter dem Rhät folgen, während sie weiter nordnordwestlich durch den beschriebenen Staffelbau des Abhanges tektonisch tiefer liegen. So erklärt sich ungezwungen die von Hahn (10) S. 647 festgestellte Heraushebung der Schichten unter dem SW-Eck, nicht aber, wie dieser wollte, durch die summarische Wirkung kleiner Senkverwerfungen. Eine geringfügig höhere Lage der rhätischen Schichten am S-Ende des Aufschlusses kann, wenn überhaupt vorhanden, dann außerdem die Folge eines kleinen, vom exogenen Einfallen der Schichten des Riffkalkes nicht abtrennbaren tektonischen N-Fallens sein.

Es wurde darauf hingewiesen, daß hier, wie vielfach anderwärts, trotzdem sicher vertikale Bewegungen stattgefunden haben, nur fast horizontale oder ursprünglich horizontale Rutschstreifen vorhanden sind. Der radiale Zerfall erfolgte also nach vorgebildeten Klüften. Schon die ebenflächige Gestalt dieser Klüfte läßt keinen Zweifel obwalten, daß sie nicht erst die Folge von Zerrungen sind. Zerrungsklüfte sind, wie man sich durch Experimente oder durch Naturbeobachtung an abrutschenden Bodenmassen überzeugen kann, stets außerordentlich uneben. Es ist nun wichtig, daß es gelungen ist, auch primär der Zerrung ihre Entstehung verdankende Klüfte aufzufinden. Mehrere solcher Risse überqueren die große entblößte Schichtfläche über Punkt 3. Sie stehen saiger und verlaufen genau im Streichen der Schichtfläche. Im einzelnen sind sie sehr unebenflächig, der Ausstrich bildet eine unregelmäßige Linie und sie klaffen einige Zentimeter weit. Die Zwischenräume sind mit rotem Kalkstein gefüllt, dessen mikroskopische Beschaffenheit grundverschieden vom rhätischen Kalk, auf Lias hinweist. Keinerlei Dislokationsbreccie, Rutschstreifen oder sonstige Bewegungsspuren sind an diesen Klüften zu sehen, ganz zum Unterschied von tektonischen Einmengungen liassischen Gesteins in Riffkalk, wie sie z. B. an einer

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Stelle weiter östlich, am Wege Kammerkehr-Wemeteigen, zu sehen ist, oder wie sie südlich von der W-Seite der „Wilden Kirche" beschrieben wird. Eine und dieselbe Schichtfläche setzt sich zu beiden Seiten der Kluft unverschoben fort.

Es müssen nicht notwendig tektonische Kräfte sein, die diese Klüfte erzeugt haben. Da sie die exogen entstandene Böschung im Streichen überqueren, können sie auch durch Böschungsrutschungen entstanden sein. Jedenfalls aber waren sie erst möglich, nachdem das Riffgestein wenigstens teilweise verfestigt war und solange noch unverfestigter Liasschlamm darüber ausgebreitet war oder sedimentiert wurde, also wahrscheinlich im Lias.

Hlauschek (22) S. 122—123 erklärt die Hierlatzspalten im Dachsteingebirge durch Füllung von Rissen und nachträgliche tektonische Bewegungen an denselben. Hier liegt ein Beispiel solcher Spaltenfüllung ohne die nachträgliche Aufprägung tektonischer Erscheinungen vor.

II. Die Umgebung der Basilalm, nordwestlich vom Achensee.

Westlich vom Achensee biegt die Karwendelvorgebirgsmulde aus der W—O-Richtung plötzlich in die S—N- bzw. SSO—NNW-Richtung um. Vorgebildet durch die tektonischen Verhältnisse ist im Winkel dieser Umschwenkung durch Abtrag der weichen rätischen Schichten eine weite amphitheatralische Einsenkung entstanden, die, weil sie an ihrer tiefsten Stelle die Hütten der Basilalm trägt, hier einfach als Basilmulde bezeichnet werden soll. Nur die W-Begrenzung derselben, der Fonsjochkamm, ist quer zum Schichtstreichen aus der ganzen noch äquatorial streichenden, norischen bis jurassischen Schichtenfolge der Karwendelvorgebirgsmulde herausgearbeitet. Der S-Rand der Mulde wird einfach von der Fortsetzung der Plattenkalke im Liegenden der Fonsjochschichten nach O gebildet, ebenso der O-Rand durch die nunmehr nach N streichenden Plattenkalke. Nur eine mächtige Masse S—N streichenden, oberrätischen Riffkalkes ragt als widerstandsfähigeres Gestein in der N-Öffnung der Basilmulde bis zur Höhe der Muldeneinfassung empor, vom östlichen Grenzkamm durch einen niederen Sattel mit Kote 1636 (vgl. die Karte: Achensee und Umgebung des Alpenvereins i. M. 1:50.000), vom Fondsjoch aber durch den tiefen Entwässerungsgraben der Mulde (Schrambach, Oberautal) getrennt. Die Ausräumung der Mulde wurde mindestens teilweise durch glaziale Kräfte bewirkt, denn in der Glazialzeit dürfte sie wenigstens zeitweise eine gesonderte Firnmulde gebildet haben, deren Gletscher durch das Oberautal hinausfloß. Zeugen der Vergletscherung sind radiale Schuttwälle im Innern der Mulde, hauptsächlich aus Plattenkalk bestehend, ohne zentralalpines Material, und Gletscherschliffe auf den Schichtflächen des Riffkalkes an der rechten Flanke des Oberautales. An beiden Talgehängen kann man die charakteristischen Liasgesteine, die am Ausgange der Mulde den Schrambacheinriß queren, hochhinaufgestreut finden, was bei Nichtbeachtung der Glazialwirkung

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

zu Irrtümern über deren geologischen Aufbau führen könnte. Soweit aus dem mir allein zugänglichen Referat der Arbeit Wolfs (22) hervorzugehen scheint, wird von diesem die zeitweilige Einbeziehung des Gebietes in Gletscher inneralpiner Herkunft angenommen. Merkwürdig bleibt es dann trotz aller Erklärungsversuche immerhin, daß bei dem genauen Absuchen der Basilmulde und ihrer Umgebung auch nicht ein einziges zentralalpines Geröll gefunden wurde.

Bei der Beschreibung der geologischen Verhältnisse der Basilmulde beginnen wir mit der Schilderung der Schichtenfolge am Fonsjoch und betrachten dann den Verlauf der einzelnen Glieder gegen O und N, und zwar zuerst für die rhätischen Schichten und erst dann für den Lias.

1. Rhätprofil am Fonsjoch und fazieller Übergang zum Riffkalk der „Wilden Kirche" und weiter gegen N.

Profil 2, Rhät am Fonsjoch.

Hangendes: Lias, vgl. S. 27.

n) 9 *m.* Dunkle Schiefermergel.

m) 5 *m.* Graue, feinkristalline, Krinoidenglieder führende, von Kalzitadern durchschwärmte, geschichtete Kalke mit knolligen Schichtflächen. An der Grenze gegen *n*: *Spirigera oxycolpos* Suess.

l) 13 *m.* Dunkle Schiefermergel mit zirka handdicken Zwischenlagen dichter, grauer, toniger Mergelkalke mit ebenen Schichtflächen, durch die Verwitterung z. T. oberflächlich intensiv rot gefärbt. Diese vermitteln den Übergang in *k.*

k) 5 *m.* Kalke wie *m*, nach oben dichter und dünnplattiger werdend.

j) 40 *m.* Dunkle Schiefermergel mit Einlagerungen dichter, toniger, dunkelgrauer Kalke, besonders ungefähr in der Mitte, hier zahlreich *Rhynchonella fissicostata* Suess führend.

i) 9 *m.* Hellgraue, dichte oder feinkristalline Krinoidenglieder führende Kalke, knollig oder mit knolligen Schichtflächen, meist als Lithodendronkalke entwickelt. Darin auch *Thamnastraea* sp., *Pecten* sp., *Megalodus* sp.

h) 35 *m.* Mergel und Kalke, die Kalke mit hellen, erst durch die Verwitterung hervortretenden Flasern und Bändern. Dunkle Schiefermergel besonders reichlich im hangendsten Teil, unmittelbar unter *i.*

g) 0·80 *m.* Mächtige Bank hellgrauen, z. T. Lithodendron führenden Kalkes.

f) 5 *m.* Mergelige Gesteine.

e) 0·80 *m.* Mächtige Bank hellgrauen Kalkes mit Lithodendron.

d) 21 *m.* Mergel und dunkle, tonige Kalke, welche angewittert gelbe und rote Schmitzen und Flecken zeigen. In den Kalken neben häufigen *Terebratula gregaria* Suess, auch Bivalven (*Modiola minuta?* Goldfuß); ferner Ganoidschuppen.

c) 4 *m.* Bläulichgraue, dickbankige Kalke, z. T. mit weißen, spätigen Lithodendren, bereits Brachiopoden führend.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

b) 16 *m*. Mergel und dunkle tonige Kalke, z. T. gebändert, was besonders im angewitterten Zustande hervortritt. In diesen *Modiola minuta* Goldfuß.

a) 0·1 m. Dachsteinkalkartige Bank, oben mit 10 *cm* dicker muschelreicher Schicht mit *Modiola minuta* Goldfuß, welche ich, da sie die erste mächtige Schiefereinlagerung nach unten begrenzt, als Grenze gegen den Plattenkalk ansehe.

Gut aufgeschlossen sind nur die mächtigeren, geschlossenen Kalklagen *a*, *c*, *e*, *g*, *i*, *k*, *m*. Die Teile *j*, *l*, *n* lassen in kleinen Entblößungen am oberen Fonsjochwesthang noch Einzelheiten erkennen. Im ganzen besteht *h* oberer Teil—*n* überwiegend aus dunklen, dünnblätterigen Schiefermergeln (Mergelschieferton Gümbels [61] S. 359) und zurücktretend aus Kalken. Im unteren Teil des Profils aber, *a*—*h* unterer Teil, ist von den tonreichen Gesteinen fast nichts zu sehen, so daß nur allgemeine Ausdrücke gebraucht werden konnten. Besser aufgeschlossen ist dieser Teil unterhalb der Überschößalm, östlich des Muttergottesbildes am Schleimserjoch. Man erkennt hier, daß vielfach ganz von Schalen erfüllte Kalkbänke (Schille) in diesem unteren Teil des Rhätprofiles verbreitet sind. Zur Weiterverfolgung des Profils sind naturgemäß fast nur die oben erwähnten Kalkeinlagerungen (besonders *c*, *i*, *k*, *m*) verwendbar.

Liegendes: Zum Teil noch am Fonsjoch, zum Teil aber auf dem Reitwege Schleimserjoch—Pletzachalm zu sehen. Bis zu der oben genauer dargelegten Rhätgrenze sind zirka 600 *m* Hauptdolomit samt Plattenkalk zu beobachten. Der Übergang vom Hauptdolomit zum Plattenkalk erfolgt allmählich durch überhandnehmende Wechsellagerung der kalkigen Bänke. Einzelne dolomitische Bänke reichen aber noch weit in den Plattenkalk hinein, wenn man als Grenze den Horizont ansieht, wo die kalkigen Bänke über die dolomitischen zu überwiegen beginnen und wo sich übrigens auch die ersten Gasteropoden einstellen. Es entfallen dann 450 *m* auf den Dolomit, dessen untere Grenze jedoch damit nicht erreicht ist, und 250 *m* auf den Plattenkalk. Ebenso wie der Plattenkalk aus dem Hauptdolomit durch Überhandnehmen der kalkigen Bänke hervorgeht, entwickelt sich das Rhät aus dem Plattenkalk durch überhandnehmende Wechsellagerung der Kalke mit Schiefern. Als obere Grenze des Plattenkalkes wurde hiebei die Stelle genommen, an der die Schiefer gegen die Kalke zu überwiegen beginnen. Dort liegt die Muschellage *a* des Profils. Mächtigere Schiefereinlagerungen (30 *cm*) sind schon zirka 40 *m* tiefer vorhanden, wo auch bereits muschelreiche Lagen auftreten, deren Fossilien mit Rhätarten übereinstimmen dürften. Übrigens sind auch noch tiefer im Plattenkalk und z. T. wohl auch im Hauptdolomit die Schichtfugen durch tonige Zwischenmittel bedingt.

Fügt man zu den angeführten Versteinerungen noch hinzu, daß im oberen Teil der Schichtenfolge *Choristoceras* gefunden wurde (Rothpletz [88] S. 28, 29), so ergibt sich, trotz der Spärlichkeit der Fossilfunde und der im Vergleich zur W-Seite der Steinplatte bedeutend schlechteren Aufschlüsse, wieder eine Anordnung derselben entsprechend der Suess'schen Faziesfolge vom Osterhornprofil. Von unten nach oben: die brachiopoden-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

freien Schichten *a*, *b* mit *Modiola minuta* Goldfuß = schwäbische Fazies, *Terbratula gregaria* in *d* = Hauptvertreter der karpathischen Fazies, Lithodendrenkalke *e*—*i* analog der Lithodendrenbank, *Rhynchonella fissicostata* in *j* = Kössener Fazies. Endlich noch höher *Choristoceras* = Salzburger Fazies. Zudem findet sich am Osterhorn blaugrauer Lithodendrenkalk in ähnlicher Lage zwischen schwäbischer und karpathischer Fazies wie bei uns.

Wie man besonders in *i* gut sehen kann, fallen die Schichten unter zirka 60° ungefähr N.

Weiter gegen W kann man sich überzeugen, daß diese Gliederung des Rhät auch noch bei der Vorderschleimshochalm Kote 1550 im großen und ganzen richtig ist. Verfolgen wir nun die einzelnen Teile des Profils 2 weiter nach O (siehe Abbildung 2). Der Plattenkalk und *a*, *b*, *c* ziehen zunächst den Fonsjoch-O-Hang herab. Der Plattenkalk biegt sich aber dann gegen SO und begleitet den S-Hang der Basilmulde unter verschiedenen girlandenförmigen Verbiegungen. In der Nähe des Seebergspitzes K 2072 schwenkt er in regelmäßiges N-Streichen um, so daß der gegen das Muldeninnere gerichtete Hang des östlichen Grenzkammes von riesigen entblößten Schichtflächen gebildet wird. Die tiefsten der von uns zum Rhät gerechneten Schichten dürften diese Girlanden mitmachen, sind aber unter der Schuttbedeckung der Mulde nicht sichtbar. Erst am S-Hange des Sattels Kote 1636 ist ein solches Girlandenstück über dem Plattenkalk, aus *b* und *c* bestehend, sichtbar. Die dunklen, hell gebänderten Kalke von *b* und die blaugrauen Kalke mit weißen Lithodendren von *c* sind hier leicht wieder zu erkennen. Die vorwiegend aus mergelreichen Gesteinen bestehenden Schichten *d*—*h* sind an den tieferen Teilen des östlichen Fonsjochhanges als auch am S-Hange der Kote 1636 nur an dem fetten Grasboden kenntlich — in der Tiefe der Basilmulde fällt wegen der Schuttbedeckung auch dieses Erkennungsmittel weg. Am besten verfolgbar ist naturgemäß *i*. Eine Diagonalstörung, die wohl alle Schichten durchsetzt, ist in *i* am O-Hange des Fonsjoches besonders deutlich. Etwas weiter unten scheint die Mächtigkeit dieser Schichten auf Kosten von *j* zu wachsen. Aus dem Grasboden schauen mächtige, anstehende, massige Partien fast weißen Riffkalkes heraus. Wahrscheinlich handelt es sich um eine linsenförmige Anschwellung im Sinne von Abb. 4 und S. 45, jedoch ist die Anteilnahme von Störungen nicht ausgeschlossen. Nahe der Stelle endlich, wo der zusammenhängende Zug von *i* aufhört, am Fuße des Fonsjochs, beobachtet man folgendes Profil:

Profil 3. O-Fuß des Fonsjoches.

j) unterer Teil.
- 15 *m*. Dunkelblaugrauer Kalk mit Schieferzwischenmitteln.
- 10 *m*. Hellgrauer, dickbankiger Lithodendronkalk.
- 4 *m*. Dunkelblaugrauer Kalk, fußdick geschichtet mit Schieferzwischenmitteln.

i) 10 *m*. Hellgrauer Lithodendronkalk, meterdick gebankt.

Die Deutung dieses Profils im Sinne der beigedruckten Buchstaben ist deswegen möglich, weil die Liegendgrenze von *i* den Fonsjoch-O-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Hang herab gut verfolgbar ist. Es sind also bereits weitere Teile der Schichtenfolge in riffkalkartige Gesteine übergegangen. Im Hangenden dieses Profils, orographisch auf gleicher Höhe nördlich davon, ist die Einlagerung mit *Rhynchonella fissicostata* Suess in *j* nochmals sichtbar.

Die Schichten *i—n* kommen dann im Bachriß, der die Basilmulde entwässert, wieder zum Vorschein. (Immer verglichen Abb. 2.) *i* ist hier nicht mächtiger, eher schwächer als in Profil 2. In *j* jedoch überwiegen die Kalke. Sie führen *Rhynchonella subrimosa* Schafhäutl zahlreich, *Terbratula pyriformis?* Suess und *Oxytoma inaequivalve* Sowerby, lauter Formen, die für diese Kössener Fazies nach Suess-Moijsisovics (68), S. 192, bezeichnend sind. Das Streichen wurde hier mit N 60° O gemessen. Der Fallwinkel ist im allgemeinen etwas geringer als am Fonsjoch. *l* ist ebenfalls erkennbar, besonders aber Kalke vom Typus *k* oder *m*, der Lage nach dem letzteren entsprechend. Sie sind auf mehr als 100× verfolgbar und streichen zuerst nordöstlich, dann mehr östlich und werden hiebei riffkalkähnlicher.

Weiter nach O lassen sich die Schichten *k—n* nicht verfolgen. Es erstreckt sich gegen die „Wilde Kirche" zu ein latschenbewachsenes Blockfeld aus weißem Riffkalk und dann beginnt der Riffkalk der „Wilden Kirche" selbst, welcher alle diese Horizonte vertritt. Die Annäherung an die Fazies des Riffkalkes, wie wir sie an der Steinplatte kennengelernt haben, ist also sehr unvollständig zu sehen. In die Fortsetzung von *i*, *j* fallen eine Reihe isolierter Klippen, nördlich der Wirtschaftshütten der Basilalm. Die glaziale Abtragung hat eben nur spärliche Reste des widerstandsfähigsten Gesteins übrig gelassen. Durch Kombination derselben gelangt man zu der Auffassung, wie sie auf Abbildung 2 im Hangenden der Fortsetzung von *c* (Profil 2), SSW von Kote 1636 dargestellt ist. *j* ist bereits z. T. durch riffkalkartiges Gestein vertreten, die untere Grenze des ganzen Komplexes, entsprechend *i*, besteht aus Lithodendronkalk. Das Streichen biegt nach N um, in die Streichrichtung des Riffkalkes der „Wilden Kirche".

Diese letztere ragt in einer Länge von 1000× als einziger zusammenhängender Aufschluß von W fallendem Riffkalk hoch über den Sattel Kote 1636 und dessen N-Hang empor. Die Gestalt dieser Kalkmasse wird sich später genauer ergeben, vgl. S. 47. Am S-Ende kann man folgendes Profil in O-W-Richtung beobachten.

Profil 4, S-Ende der „Wilden Kirche".

Hangendes: Lias, mit brauneisenhaltigen Rinden beginnend.

Zirka 110 *m*. Massiger Riffkalk. Obere Hälfte: weißer Riffkalk ohne Lithodendronstruktur, im obersten Teil in grauen bis gelbgrauen, feinkristallinen Kalk übergehend. Unmittelbar unter den liassischen Brauneisenrinden einige Korallenbüschel. Untere Hälfte: weißer Riffkalk mit Lithodendronstruktur, nur im untersten Teil rotgefärbt, daher tropfartig werdend.

6 *m* hellgrauer bis gelblicher, mehr oder weniger toniger Kalk, z. T. mit Lithodendronstruktur.

Schutt.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

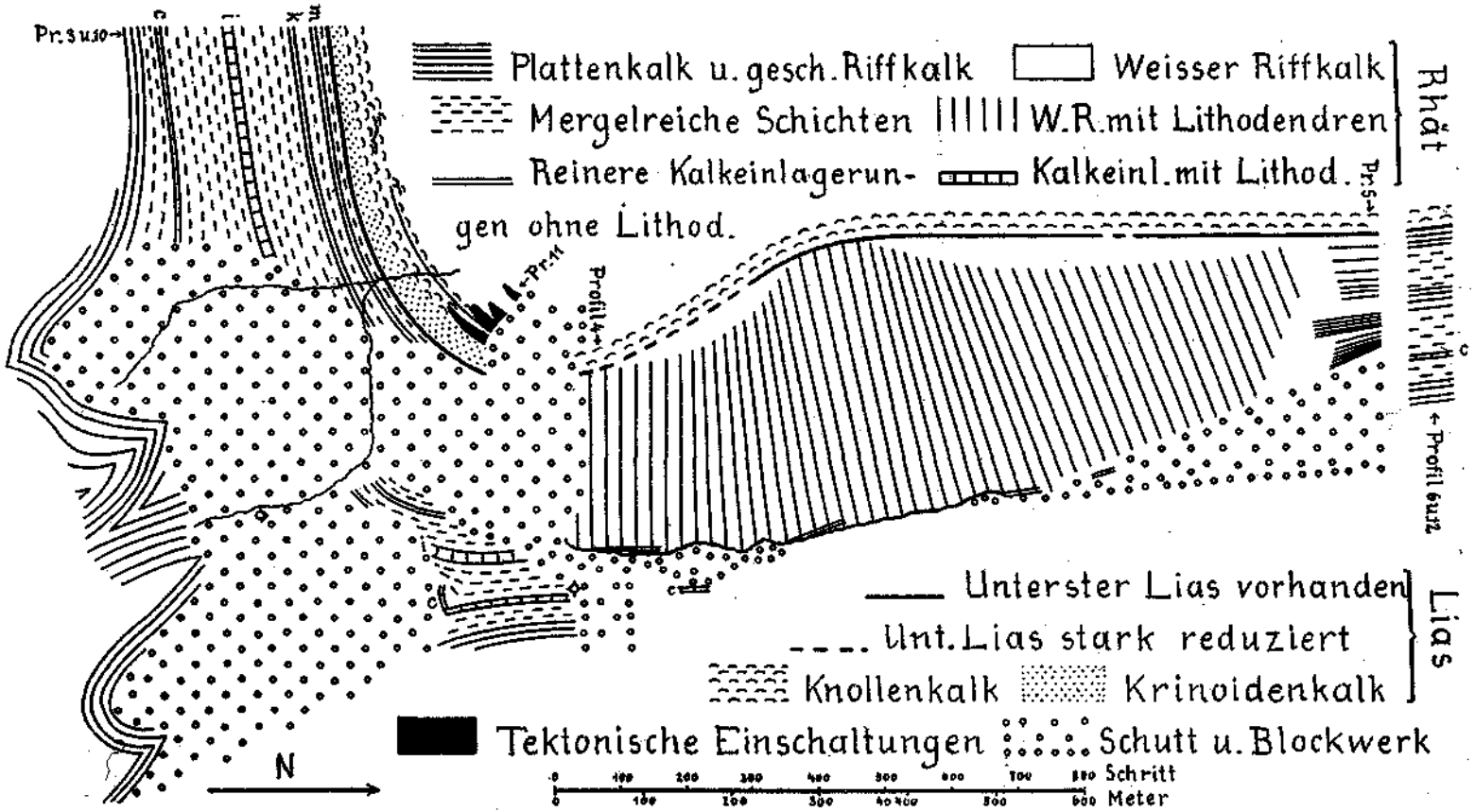


Abbildung 2. Geologische Skizze der Rhät-Liassedimente der Umgebung der Basilalm NW vom Achensee, beginnend vom Fonsjoch-O-Hange bis zur Schrambachalm.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Streichen an der Basis des Profiles O°, Fallen 38° W. Streichen der Dachfläche (Grenze gegen den Lias) N 330° W, Fallen 60° zirka W. Bedeutung dieses Unterschiedes und Mächtigkeit vgl. S. 47, 48.

Ein unterer Teil des Profils entspricht wahrscheinlich *i*, genaueres läßt sich aber mangels einer Verbindung nicht aussagen.

Diese geschichtete Partie an der Basis des Riffkalkes läßt sich noch zirka 100× weit an den Wänden nach N verfolgen und hört dann auf. Gleichzeitig wird ihr Einfallen etwas geringer (30°). Zum Schluß sind es gelbe, z. T. mehr braune, ziemlich reichlich krinoidengliederführende Kalke, mit weißen, spätigen Lithodendren. Hinter einer Störungszone, an welcher das Gestein eine brecciöse Beschaffenheit annimmt, d. h. also die Wand entlang weiter gegen N, dort wo sie schon viel tiefer hinabreicht, hat der Kalk im unteren Teile des Aufschlusses eine besonders auffallende bunte, größtenteils rote, z. T. gelbfleckige Färbung. Jenseits des nunmehr nach N folgenden großen Schuttkegels nehmen die roten Kalke nach unten Schichtung an und gehen gegen das Liegende in weiße, zunächst geschichtete, dann massige Lithodendronkalke über. Nach einer abermaligen Unterbrechung durch eine Störungszone, wo der steilere, nunmehr bewaldete N-Teil des Hanges der Kote 1636 bereits begonnen hat, folgen noch tiefer dünnschichtige, weiße oder gelbgraue Kalke mit Lithodendronstruktur in der Mächtigkeit von 8 *m* (Streichen N 352° W, Fallen 52° zirka W). An der letzterwähnten Störungszone ist die Wand leicht ersteigbar. Man kann sich überzeugen, daß sie bis ans obere Ende aus lithodendronführendem weißem Riffkalk besteht. Auch auf der ganzen Gipfelpartie der „Wilden Kirche", wo das Fortkommen durch den Latschenwuchs allerdings sehr erschwert wird, ist die Lithodendronstruktur im weißen Riffkalk allenthalben anzutreffen. Die letzterwähnte geschichtete Partie, welche durch Schuttbedeckung wieder unterbrochen wird, scheint sich in den untersten geschichteten Teil des Profils am N-Ende der „Wilden Kirche" fortzusetzen. Die zusammenhängende Wand hört von hier ab gegen N bald auf und macht einem bewaldeten Steilhange Platz, der sich bis ans N-Ende der ganzen Felspartie erstreckt. Die kleineren Aufschlüsse zeigen auch hier noch bis nahe ans N-Ende Lithodendronstruktur.

Im ganzen macht die O-Seite der „Wilden Kirche" einen ähnlichen Eindruck wie der untere Rand der Wand an der Steinplatte. Die geschichteten Kalke an der Basis des Profils 4 und die weiter N folgenden, oben roten, geschichteten Kalke dürften als tonigere Lagen zu deuten sein, die weiter in die Riffmasse vordringen, ähnlich wie die mergeligen Kalke rechts unter Punkt 3, Tafel 1. Der Riffbasis aber gehören die Kalke der letzterwähnten geschichteten Partie am N-Ende der Wiese an. Unter der Riffmasse folgen, wie aus dem lehmigen Verwitterungsboden hervorgeht, mergelige Gesteine und ungefähr 50 *m* unter der Basis des Riffkalkes ist am N-Hang der Kote 1636 *c* (blaugraue Lithodendronkalke) durch reichlichen Schutt deutlich erkennbar. Man kann also mit einer gewissen Wahrscheinlichkeit annehmen, daß der Riffkalk die Schichten von *i* aufwärts vertritt.

Betrachten wir nun die Riffkalkmasse der „Wilden Kirche" auch von der W-Seite. Auf dem Riffkalk liegen überall rote Kalke des Lias.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Nach S. 31, 32 ist es wahrscheinlich, daß die obere Grenze des Riffkalkes hier mit der oberen Rhätgrenze zusammenfällt, so daß also der Riffkalk die Schichten *i—n* des Profils 2 vertritt. Betrachtet man diese Grenze vom O-Hange des Fonsjoch aus, von wo sie gut überblickbar ist, so fällt eine Umbiegung im Streichen auf, die gerade dort liegt, wo der Riffkalk mit seinen zum Teil durch das Eis abgeschliffenen weißen Wänden am tiefsten gegen den Bach hinabreicht. Von diesem Punkte aus zerfällt die Grenze in einen ziemlich genau nördlich streichenden längeren N-Teil und einen N 325 W streichenden, kürzeren S-Teil, der an dem an Profil 4 im S anschließenden Blockfelde endet. An der weit herabreichenden Stelle besteht das Riff aus typischem weißen Riffkalk. Gegen das N-Ende und noch mehr gegen das S-Ende des Aufschlusses zu nimmt es einen Stich ins Graue und feinkristalline Beschaffenheit an, auch Krinoidenstielglieder mischen sich stellenweise bei. Der auflagernde Lias wird später beschrieben. Als Grenzbildung tritt alsbald südlich des erwähnten Knickes, im Streichen in einer Erstreckung von zirka 100×, Lithodendronkalk mit roter Füllmasse auf. Die Erscheinung klingt gegen das Innere der Riffkalkmasse rasch ab. Nachdem die Lithodendronkalke gegen S die Rhätgrenze entlang aufgehört haben, beginnen auf der nunmehr höckerigen Dachfläche des Riffs Brauneisen- und Mn-haltige Rinden, die gegen S immer dicker werden und bis ans Ende des Aufschlusses vor dem Blockfelde reichen. Im N-Abschnitt der Grenze, ungefähr in der Mitte, sind solche Rinden nur ganz lokal vorhanden, sonst liegt der Liaskalk überall direkt auf dem Riffkalk, der bisweilen hier etwas rötlich verfärbt ist. Lithodendronstruktur kommt außer nahe der Knickstelle, wo sie zur Tropfbildung Anlaß gibt, nur ganz lokal am S-Ende der Grenze (Profil 4, hier schon erwähnt!) vor, dürfte aber, nach Blöcken zu urteilen, nahe dem N-Ende der Rhät-Liasgrenze sehr nahe kommen.

Es bleibt uns nur noch das Profil zu besprechen, welches am N-Ende der „Wilden Kirche“ die zusammenhängende Felsmasse abschließt.

Profil 5, N-Ende der „Wilden Kirche“.

i)—n) {
70 *m*. Nach unten deutlich gebankter, hellgrauer Übergangskalk, der an der unteren Grenze fast weiß wird.
15 *m*. Ungeschichteter weißer Riffkalk.
9 *m* Geschichtete, hell bis gelblichgraue Kalke mit knolligen Schichtflächen.
16 *m*. Ziemlich hellgraue Kalke, deren Schichtfugen von oben nach unten immer enger zusammenrücken.

An der Basis Streichen N 335° W, Fallen 60° zirka W, im oberen Teil N 357° W bezw. 75° W. Der Unterschied ist von einem Punkte etwas oberhalb der Schrambachalm gut überblickbar, vgl. S. 48.

Östlich vom liegendsten Teil des letzterwähnten Profils 5 ist der nach N gerichtete Hang bis zum Bächlein, welches gegen die Schrambachalm hinabfließt, mit Schuttmassen von weißem Riffkalk bedeckt. Bis gegen den unteren Rand der Wiese N Kote 1636 sind darin öfters Ver-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

steinerungen anzutreffen. Bisher wurde *Modiola minuta* Goldfuß, verschiedene *Pecten* und andere Bivalven und Brachiopoden gefunden.

Endlich ist die Schichtenfolge nochmals im Bachriß weiter gegen N, allerdings unvollständig, aufgeschlossen.

Profil 6, Bachriß oberhalb der Schrambachalm im Oberautal.

Hangendes: Lias.

i)—n) 20 *m*. Hellgrauer Übergangskalk, nach unten dunkler werdend, besonders in der obersten, hellen Partie mit Krinoidengliedern.
50 *m*. Lücke, wahrscheinlich mergelreiche Gesteine.
20 *m*. Mächtige Bänke hellgrauen Übergangskalkes, nach oben dunkler und dünner geschichtet.

d)—h) 50 *m*. Lücke, wahrscheinlich mergelreiche Schichten.

c) Blaugraue Kalke mit weißen, spätigen Lithodendren.

a), *b)* Lücke, wahrscheinlich mergelig.

Liegendes: Plattenkalk.

Die Parallelisierung mit Profil 2 im Sinne der beigedruckten Buchstaben ist hauptsächlich auf Grund des Vorhandenseins von *c* mit Zuhilfenahme der Rhät-Liasgrenze möglich. Nähere Beziehungen von *i—n* zu dem gleichen Komplex in Profil 5 lassen sich wegen des Fehlens von Zwischengliedern nicht aufstellen, man kann nur im allgemeinen sagen, daß der Übergang in der Richtung auf mergelreichere Sedimente, wie sie die Folge *i—n* in Profil 2 vorstellt und der bereits in Profil 5 durch Schichtung und Farbenumschlag ins Graue begonnen hat, hier weitere Fortschritte gemacht hat.

2. Liasprofil am Fonsjoch und westlich davon und Faziswechsel des Lias durch die Basilmulde bis zur Schrambachalm.

Bei der Vorderschleimshochalm Kote 1550 sind die untersten Liashorizonte nicht aufgeschlossen. Man beobachtet zirka 7 *m* ziegelrote, wohlgebankte Kalke, die ungefähr in der Mitte eine 1 *m* mächtige Bank von Krinoidenkalk enthalten, von welcher aus die Krinoidenglieder nach oben und unten abnehmen.

Östlich des Muttergottesbildes am Schleimserjoch Kote 1551, südwestlich der Überschößalm, beobachtet man im unteren Lias folgendes Profil 7:

Hangendes: Ziegelrote Kalke.

α_2 2·50 *m*. Rötlichgelbe feinkristalline, hand- bis fußdick geschichtete Kalke mit knolligen Schichtflächen, ohne Glaukonit.

α_1 0·50 *m*. Rötlichgelbe, feinkristalline, hand- bis fußdick geschichtete Kalke mit knolligen Schichtflächen, mit Glaukonit.

x) 0·35 *m*. Gelbe, geschichtete, dichte Kalke.
0·35 *m*. Gelbe, dünnschichtige Mergelkalke.

Die Deutung dieses und des nächsten Profils ergibt sich auf Grund petrographischer Analogien aus Profil 9.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Profil 8, O-Ende des Liaszuges, vor der Schlucht am W-Fuße des Fonsjochhanges.

Hangendes: Ziegelrote Kalke.

α_2-3 *m*. Rötlichgraue bis gelbgraue, feinkristalline, stellenweise in Krinoidenkalke übergehende Kalke ohne Glaukonit.

α_1 { 1 *m*. Rötlichgraue bis gelbgraue, feinkristalline Kalke mit besonders nach unten stark zunehmenden Glaukonitkörnern, knollig verzahnten Schichtflächen, hand- bis fußhoch geschichtet.
0·08 *m*. Muschellage mit *Lima punctata* Sow.

x) { 0·40 *m*. 3 Bänke tonigen, gelbgrauen Kalkes.
0·50 *m*. Schieferige, gelbe Mergelkalke mit Bänkchen von grauen und gelblichen, etwas weniger tonigen Kalken.

Profil 9, Fonsjoch.

ε Einige *m*. Sehr tonreiche, dünnschichtige, rote Knollenkalke nach Rothpletz (88) S. 33 mit *Lytoceras fimbriatum* Sow., *Harpoceras bifrons* Brug. und *Stephanoceras subarmatum* Young and Bird.

δ Einige *m*. Rote Knollenkalke nach Rothpletz (88) S. 33 mit *Harpoceras algovianum* Oppel und *Harp. Boscense* Reynes.

α_4-γ { 7 *m*. Rote, wohlgebankte Krinoidenkalke.
8 *m*. Rote Knollenkalke, nach oben mit zunehmenden Krinoidengliedern.

α_3 Brauneisenrinden, nicht streng auf eine und dieselbe Schichtfuge beschränkt, nach Wähner (86) S. 7 mit *Schlotheimia marmorea* Oppel.

α_2 1 *m* Gelbgrauer, feinkristalliner Kalk, nach Wähner (86) S. 7 mit *Arietites proaries* Neum. etc.

α_1 0·20 *m*. Gelbgrauer, feinkristalliner Kalk mit nach unten zunehmenden Glaukonitkörnern; an der Basis Lage mit *Lima punctata* Sow. und anderen Bivalven. Nach Wähner (86) S. 7 mit *Psiloceras calliphyllum* Neum. Besonders im unteren Teil ockerfarbene „Scherben".

x) Dichte, ockerfarbene Mergelkalke.

Liegendes: Dunkle Schiefermergel des Rhät, Profil 2.

Dieses Profil ist kombiniert. x—α_3 wurde am Fonsjochwesthange, α_1—ε am Fonsjochosthange, dicht unter dem Gipfel beobachtet. Die Bezeichnung mit den für den Lias gebräuchlichen Buchstaben geht aus den Fossilfunden Wähners und Rothpletz' hervor. α_4—γ ergibt sich nur aus den Lagerungsverhältnissen, hieher gehörige Fossilien wurden noch nicht gefunden, Die Grenzlage x ist ebenfalls versteinerungsleer und kann daher ebensogut dem Rhät angehören.

Es ist noch zu bemerken, daß Krinoidenglieder überhaupt in allen liassischen Gesteinen des Profils vorkommen.

Etwas den O-Hang des Fonsjoches gegen die Basilalm hinab sind die Aufschlüsse im Lias unterbrochen. Erst viel weiter unten, in gleicher Höhe mit dem Profil 3 S. 21, wenn man ungefähr 50 *m* auf der Isohypse vom stratigraphisch höchsten Teil dieses Profils nach N geht, beobachtet man wieder ein vollständiges Liasprofil.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Profil 10, am unteren Teil des Fonsjochosthanges.

Rote Knollenkalke (Adneter Fazies).

15 *m*. Hellrote, mehr oder weniger dickbankige Krinoidenkalke mit ziemlich ebenen Schichtflächen.

1 *m*. Kalke wie das Liegende, aber ungefähr fußdick geschichtet, im obersten Teil allmählich in Krinoidenkalke übergehend.

0·35 *m*. Ziegelroter, dichter, flachsplitteriger, handdick oder noch dünner geschichteter Kalk mit ebenen Schichtflächen.

α_3? Dicke Brauneisenrinde auf einer Schichtfläche, stellenweise auch etwas höher oder tiefer, oder mehrfach übereinander.

0·25 *m*. Zwei Bänke ähnlichen, aber etwas mehr rötlichen Kalkes als das Liegende.

1·40 *m*. Rötlichgelber, feinkristalliner Kalk, fußdick bis handdick geschichtet, mit stark knolligen Schichtflächen, an welchen die Bänke wie verzahnt erscheinen. Bei der Ablösung der Bänke voneinander bleiben die Zapfen der einen häufig in den Vertiefungen der anderen Schichtfläche. Tonhäute wurden auf den Schichtflächen nicht beobachtet.

0·13 *m*. Rötlichgelber, feinkristalliner Kalk.

α_2 Nach oben entwickelt sich der rötlichgelbe, feinkristalline Kalk reiner. Hier wurde ein Psilonot vom Charakter der Zone des *Psiloceras megastoma* Guemb. und im allerobersten Teil *Arietites proaries* Neum. gefunden.

α_1 Unten mit ockerfarbigen, ziegelroten, auch blaugrauen Flammen, ockerfarbigen „Scherben" und spärlichen Glaukonitkörnern, dazwischen z. T. auf die Schmalseite gestellte Ammoniten und Bivalven. Erkennbar sind nicht genau bestimmbare Psilonoten, die eher den Charakter der Zone des *Psiloceras calliphyllum* Neumayr an sich tragen. Gegen unten ist dieser Kalk durch eine nur lokal entwickelte, fast ebene Schichtfläche abgegrenzt, welche stellenweise Brauneisenrinden trägt. Auf dieser nach unten gekehrten Fläche wurde ein Psilonot vom Charakter der Zone des *Psiloceras calliphyllum* Neum. gefunden. Ferner liegen auf dieser Fläche *Lima* sp. und gegitterte *Pecten*.

x) 0·07 *m*. Dichter, ockerfarbiger, dunkelgebänderter Kalk.
Fast ebene Schichtfuge, kein Zwischenmittel sichtbar.
0·1 *m*. Dichte, ockerfarbige Kalklage, nach oben dunkel gebändert.
Fast ebene Schichtfläche.

n) 0·5 *m* sichtbar = Liegendes: Gelbe Schiefermergel mit handdicken Kalkbänkchen von lichtgrau-gelbfleckiger Farbe mit Spuren von Brachiopodenschalen.

Alle Kalksteine des Profils führen, auch wenn nicht besonders bemerkt, einzelne Krinoidenstielglieder. Das Streichen wurde N 280° W, das Fallen 45° zirka N gemessen.

Ganz unten endlich, am Bachriß, der die Basilmulde entwässert, sind die Verhältnisse nicht günstig. Man sieht nur zirka 10 *m* mächtige, brachiopodenführende Krinoidenkalke, die hier N 80° O streichen und unter 45° zirka N fallen und darüber die roten Knollenkalke mit

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

riesigen Ammoniten darin, von denen bisher leider nichts gewonnen werden konnte.

Erst etwas weiter nordöstlich, kurz vor dem großen Blockfeld, das sich an das S-Ende der „Wilden Kirche" anschließt, beobachtet man wieder ein zusammenhängendes Profil, dessen Parallelisierung jedoch vorläufig nur vermutet werden kann.

Profil 11, O des Einrisses, den der Bach am Ausfluß aus der Basilmulde bildet, unmittelbar vor dem die „Wilde Kirche" nach S begrenzenden, latschenbewachsenen Blockfelde.

δ ?, ε Rote Knollenkalke (Adneter Fazies) mit den S. 32, 33 beschriebenen, als tektonisch aufzufassenden Einlagerungen vermutlich rhätischen Kalkes.

β, γ 17 *m*. Rot und weiß gefleckte, dickbankige Krinoidenkalke mit zahlreichen kleinen Brachiopoden. Die weißen Kalke enthalten meist zahlreiche, ein oder wenige Millimeter große, braunrote Fleckchen, wodurch sie ein scheckiges Aussehen bekommen. Nach Rothpletz (88) S. 32—34 mittlerer Lias mit *Terebratula Aspasia Meneghini* var. *minor* und anderen Brachiopoden. Gegen die Hangendgrenze zu geht dieser Komplex durch Wechsellagerung mit dünneren Knollenkalkschichten in die Adneter Fazies über.

1·20 *m*. Gelblichrote, wohlgeschichtete, brachiopodenführende Kalke vermitteln durch Zunahme der Krinoidenglieder den Übergang zu den hangenden Krinoidenkalken. An der Basis scheckig durch grünlichgelbe und bräunliche Flecken und stellenweise hievon im Profil nicht sicher unterscheidbare Brauneisenrinden.

α_1 ? α_2 1·40 *m*. Blaßrote, ziemlich dichte, wohlgeschichtete Kalke, z. T. grobknollig, im oberen Teil mit Krinoidengliedern und spärlichen gelben Flecken.

Liegendes nicht sichtbar, vermutlich oberrhätischer Riffkalk der Übergangszone zwischen mergeligen Bildungen und eigentlichem Riffkalk.

Überschreitet man nun das erwähnte große, latschenbewachsene Blockfeld, so bemerkt man eine bedeutende Änderung in den faziellen Verhältnissen. Das Liegende des Lias bzw. liasartiger Gesteine ist die S. 22, Profil 4 erwähnte feinkristalline Fazies des weißen Riffkalkes. Die Oberfläche dieses Kalkes, d. h. die Grenze gegen die überlagernden roten Kalke, ist in eigentümlicher Weise grobhöckerig und von einer dicken Mn-haltigen Brauneisenrinde bedeckt. Schlägt man einen solchen Höcker ab, so sieht man, daß diese Brauneisenrinde zipfelartige, unregelmäßig begrenzte, mehr als zentimeterlange Fortsätze in den Kalk entsendet. In der braunen, die Fortsätze bildenden Masse fallen rote Flecken von liasartigem Kalk mit Krinoidengliedern auf. Im ganzen bildet die hellgrau verwitterte, höckerige Fläche mit ihren Brauneisenflecken einen höchst eigenartigen Anblick. Unmittelbar auf dieser Fläche liegt nun ohne Zwischenschaltung irgendwelcher, den bunten Cephalopodenkalken nach Wähner (86) vergleichbaren Schichten direkt dünnschichtiger, roter Kalk (Adneter Fazies) und in diesem

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

wurde in 1·50 *m* bis 2 *m* Abstand von der Basis gefunden: *Dumortieria Jamesoni* Sow., *Acanthopleuroceras Masseanum* d'Orb., *Aegoceras natrix* Zieht. und *Aegoceras heterogenum* Young and Bird. Hiemit ist also unterster Lias γ nachgewiesen.

Diese Liasstufe ist in der Umgebung des Fonsjoches bisher überhaupt unbekannt gewesen, aber auch sonst in den nordöstlichen Alpen nur selten durch Fossilfunde festgestellt. Vgl. Rosenberg (09) S. 332—336. Das gefundene Exemplar von *Aegoceras heterogenum* Young and Bird besteht aus einem Teil der äußersten Windung und stimmt mit den erwachsenen Stadien bei Wright (86) Tafel XXXV, XXXVI und Buckmann (12) Tafel XLVI gut überein. Nach Wright (86) soll *Aegoceras heterogenum* das erwachsene Stadium von *Aegoceras capricornum* Schloth. sein.

Am nächsten liegt wohl bei diesem Vorkommen der Vergleich mit dem Lias von Adnet, in welchem in derselben Gesteinsfazies die drei erstgenannten Arten vorkommen. Hauer (55) S. 79—80. Über einige paläontologische Besonderheiten meiner Exemplare wird noch zu berichten sein.

Verfolgt man nun die untere Liasgrenze (es wird hiebei angenommen, daß der Riffkalk durchaus rhätisch ist, vgl. auf S. 31, 32) weiter nach N, so werden die Brauneisenrinden immer schwächer, die höckerige Beschaffenheit der Riffkalkoberfläche verliert sich, und über dem Riffkalk stellen sich wieder rote, dicker gebankte Kalke mit gelben Flecken und Brauneisenkonkretionen ein. In diesen Kalken kommen vielfach Krinoidenglieder vor. Ihre Mächtigkeit beträgt wenige Meter, ist aber aus Mangel durchgehender Aufschlüsse nicht genau feststellbar. Im Riffkalk entwickeln sich hier, wie schon erwähnt, tropfartige Gesteine (Wähner [03 b] S. 2), d. h. ein Lithodendronkalk aus weißen, spätigen Lithodendren mit roter Zwischenmasse. Bei dem S. 25 erwähnten Knick im Streichen der Rhät-Liasgrenze sind die roten Liaskalke mit scharfer Grenze auf den hier fast krinoidengliederfreien weißen Riffkalk wie aufgeklebt. Über tektonische Komplikationen an dieser Stelle vgl. S. 35.

Geht man von diesem Knickpunkte, wo der Riffkalk dem Bache ganz nahe kommt, weiter gegen N die Wände entlang, die sich wieder vom Bache entfernen, kommt man auf halbem Wege bis zum N-Ende der Wilden Kirche an eine Stelle, wo dünnschichtige, rote Kalke hoch hinaufreichen. Auf dem Riffkalk liegt hier mit ziemlich ebener Grenze eine 0·40 *m* dicke, ziegelrote Bank mit höckeriger Dachfläche und weiteren Schichtflächen im Innern. Auf diesen letzteren sind Brauneisenrinden und Konkretionen vorhanden. Nur selten kommen die Rinden auch auf der Grenze gegen den Riffkalk vor. Nach umherliegendem Schutt zu urteilen, enthält diese Bank auch gelbe „Scherben" und der Riffkalk darunter ist bisweilen rötlich verfärbt. Obwohl die Auflagerung der dünnschichtigen Adneter Fazies nicht einwandfrei zu beobachten ist, kann deren Sohle nicht mehr als 0·80 *m* über dem Riffkalk liegen. Die Verhältnisse ähneln also denen am S-Ende der Riffkalkwestgrenze.

Endlich ist der untere Lias auch am Bachdurchbruch oberhalb der Schrambachalm gut aufgeschlossen.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Profil 12, Bachdurchbruch oberhalb der Schrambachalm.

α_4—ε { 8 *m* aufgeschlossen. Rote Knollenkalke (Adneter Fazies), dünn geschichtet.
3·70 *m*. Wie das Hangende, aber dicker geschichtet und etwas weniger stark knollig.

α_3? 0·40 *m*. Tiefroter Kalk, mit Krinoidengliedern und gelben Flecken. Brauneisenrinden.

α_1?—α_2 3 *m*. Blaßrote Kalke, unten dünner geschichtet, oben dickbankig und mit gelben Flecken.

Liegendes: Rhät, Profil 6.

Mit diesem Profil zeigt das Profil 11, abgesehen von den Krinoidenkalken, auffallende Analogien. Die Parallelisierung, die durch die Buchstaben zum Ausdruck gebracht wird, beruht auch hier nur auf Vermutung.

Zurückblickend sehen wir also starke fazielle und Mächtigkeitsänderungen in den Liasprofilen.

α_1 ist am mächtigsten in Profil 8 südlich der Überschößalm. Es scheint nach W abzunehmen. Nach O ist die Reduktion der Mächtigkeit zweifellos. In Profil 10 am Fonsjochosthange ist es nur wenige Zentimeter mächtig; damit steht wohl die Umwandlung der obersten Rhätschichten am Grunde des Liasmeeres im Zusammenhang. (Profil 10 *n*.) Ob α_1 im Bereich von Profil 11—12 überhaupt vorhanden ist, ist zweifelhaft.

Die Krinoidenkalke entwickeln sich aus geringmächtigen Anfängen bei der Vorderschleimshochalm gegen O zu einer Mächtigkeit von 17 *m* in Profil 11, wahrscheinlich zum Teil auf Kosten des Liegenden, und hören mit Beginn des Riffkalkes plötzlich überhaupt auf.

Sicher erwiesen ist eine starke Reduktion des unteren Lias am S-Ende des Riffkalkes, denn Lias γ in Adneter Fazies, welche hier den Krinoidenkalk weiter westlich vertritt, kommt dem Riffkalk auf 1·50 *m* nahe. Wahrscheinlich hat der ebenfalls geringe Abstand der Adneter Fazies vom Riffkalk am N-Ende des letzteren dieselbe Bedeutung.

Würde man das in allen Profilen vorhandene Niveau mit Brauneisenrinden als stratigraphischen Horizont α_3 auffassen, als welcher sie in Profil 9 durch Wähner (86) S. 7 erwiesen sind, dann wäre ein einfaches Verständnis der Verhältnisse möglich. Am S-Ende und nahezu auch am N-Ende des Riffkalkes käme dann dieser Horizont durch Ausfall der tieferen Liashorizonte direkt auf den Riffkalk zu liegen, während er in den übrigen Profilen sowie am Knickpunkt in der Mitte der Riffkalkwestgrenze durch Sedimentation von der oberen Rhätgrenze getrennt wäre. Jedoch bedarf diese Vermutung noch der Bestätigung durch Fossilfunde.

In den Profilen 7—10 kommt die paläontologisch sichergestellte Rhät-Liasgrenze petrographisch scharf zum Ausdruck. Keine Gesteine, die irgendwie nach unseren Ausführungen S. 36—41 dem Riffkalk, bzw. dessen Derivaten zuzuordnen wären, reichen in den Lias hinauf, anderseits sind solche Gesteine dicht unter der Grenze vorhanden. Es ist daher unwahrscheinlich, daß im Bereiche des Riffkalkes, in dessen

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Einflußbereich die erstgenannten Profile liegen, der Fazieswechsel zu einer anderen Zeit als an der Rhät-Liasgrenze erfolgte. Zudem sind hier im Riffkalk noch nie Liasfossilien oder umgekehrt in den roten Kalken Rhätfossilien gefunden worden.

3. Tektonische Verhältnisse.

Wie erwähnt, liegt die Basilmulde gerade in der Umschwenkung der Karwendelvorgebirgsmulde. Auffallend sind zunächstdie östlich vom Fonsjoch beginnenden Knickungen im Streichen des Plattenkalkes am S-Rande der Mulde (vgl. Abb. 2!). Kaum ist nördlich Seebergspitz Kote 2072 die Umwendung im Streichen in die N-Richtung vollzogen, als auch wieder gleichmäßige, ebene Schichtflächen den W-Hang des Kammes zum Seekarspitz Kote 2050 bilden. Die Knickungen im Streichen des Plattenkalkes können ebensogut als mindestens vier nach W überkippte Sättel mit ziemlich steil nordwestlich fallenden Achsen und geknickten Firsten angesehen werden, die von einer nördlich fallenden Basis abgelöst erscheinen. Über ihre Entstehung kann kaum ein Zweifel obwalten. Bei der Beugung einer geneigten Schichtenfolge um eine vertikale Achse muß eine innere, auf der Seite der Achse liegende Pressungszone und eine äußere Zerrungszone entstehen, wie eben bei der Biegung jedes festen Körpers. Zwischen den beiden Zonen liegt die „neutrale" Schicht (vgl. auch Ampferer [24], S. 65 und Fig. 19.) Der Rahmen von Hauptdolomit am S-Hange des S-Kammes und am O-Hange des O-Kammes der Basilmulde bildete bei der Beugung der Karwendelvorgebirgsmulde für den in Rede stehenden Teil derselben diese „neutrale Faser". Auf dieser geneigten Unterlage von Hauptdolomit entstanden nun in dem durch die Schieferzwischenlagen leicht beweglichen Plattenkalk, der auf der konkaven Seite der Beugung in der Pressungszone lag, die erwähnten Falten, deren Achsen demnach parallel zu den Schichtflächen des Hauptdolomites und außerdem parallel zur Knicklinie der basalen Hauptdolomitschichtfläche liegen müssen. Die ersteren fallen nach N, die Knicklinie verläuft in ihrer Projektion auf die Horizontalebene naturgemäß südost-nordwestlich. Die SO-NW-Richtung der Projektion und NW-Fallen müssen also auch die Sattelachsen zeigen. Dies ist wirklich der Fall, siehe Abb. 2. Ein Blick auf diese lehrt, daß man die Raumverkürzung bei dieser Faltung mindestens auf $^1/_2$ des ursprünglich durch die noch ungefalteten Schichten eingenommenen Raumes schätzen kann. Der untere Teil der rhätischen Schichten machte wahrscheinlich diese Knickungen mit, aber nur südlich Kote 1636 ist ein Stück eines solchen Knickes zu sehen.

Wenn wir die gewonnene Erkenntnis einer starken Raumverkürzung innerhalb der Basilmulde in O-W-Richtung im Auge behalten, ergibt sich die Möglichkeit, die seit Clark (87), S. 17 und Rothpletz (88), S. 32, bekannte „Wechsellagerung" von „weißem Riffkalk" mit Liassedimenten dem Verständnis näher zu bringen. Die Tatsachen sind folgende: Zwischen dem Bachausfluß der Basilmulde und dem großen Blockfeld am S-Ende der „Wilden Kirche" folgt über den Liaskrinoidenkalken Profil 11 eine scheinbar konkordante, mächtige Bank eines weißen

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Kalkes von wachsartigem Aussehen und einem schwachen Stich ins Rötlichgelbe. Darüber folgen 3 *m* Kalke mit Übergangscharakter zur Adneter Fazies und dann wieder 2 *m* des vorerwähnten weißen Kalkes. Während die ersterwähnte Einschaltung nach SW ohne Faziesvermittlung aufhört, ist die zweite weiße Bank über den Bach noch eine Strecke weit den Fonsjochhang hinauf in den Adneter Schichten verfolgbar. Das NO-Ende der letzteren Bank schwillt gegen das Hangende an und sendet im Hangenden noch einige Zungen in die Adneter Fazies des Lias (vgl. Abb. 2!). In den hangendsten Teilen der Adneter Kalke taucht tief unten am Hange nochmals eine scheinbar konkordante, linsenförmig auskeilende Partie des weißen Kalkes auf. Endlich liegt eine ähnliche, $^1/_2$ *m* mächtige Bank 200× vom Bach gegen W am unteren Teile des Fonsjochhanges zirka 50× horizontal gemessen über der Liasbasis. Sie ist nur ungefähr 40× lang und etwas zerknittert. In Abb. 2 ist sie als geknickte Linie angedeutet. Verschiedene Anzeichen sprechen dafür, daß diese Einschaltungen tektonisch in ihre heutige Lage gekommen sind, und zwar: 1. Ihr allgemeiner Umriß, vgl. Abb. 2. 2. Der Umstand, daß unter den Einschaltungen, wo das unmittelbare Liegende gut aufgeschlossen ist, stets eine Dislokationsbreccie liegt, die aus den Knollenkalken der Adneter Fazies hervorgegangen ist. Wie auch andernorts oft beobachtet, neigen diese Knollenkalke überhaupt zur Bildung solcher Breccien. Besonders die isolierte Bank am Fonsjoch liegt zwischen mehr als 1 *m* mächtigen Breccien, die also hier auch im Hangenden der Einschaltung auftreten. 3. Die Einschaltungen liegen nicht in den schwerer beweglichen Krinoidenkalken, sondern in deren Übergangsfazies zu den Knollenkalken und in den Knollenkalken selbst, die das Ideal hoher Mobilität einer Schichtengruppe vorstellen. 4. Am Ende der Einschaltungen am Fonsjochhange sind die Knollenkalke eigentümlich zerknittert, wie in Abb. 2 angedeutet.

Analog dem Plattenkalke, der dadurch in die oben beschriebenen Falten gelegt wurde, mußte auch der untere Lias bei der Knickung der Karwendelvorgebirgsmulde eine starke W-O-Zusammenpressung erfahren. Wir wissen allerdings nicht, wo für diese Gesteine die „neutrale Faser" lag, aber die von O her vordrängende, unnachgiebige Riffkalkmasse der „Wilden Kirche" trug gewiß eher zur Verstärkung der Spannung bei, deren Auslösung dann die Einschaltung der hellen Gesteinsbänke in den Lias, vielleicht durch Übertreibung ähnlicher überkippter Falten, wie der des Plattenkalkes, zur Folge hatte.

Leider nur konnte bis jetzt kein sicherer Anhaltspunkt gewonnen werden, wo diese Kalke eigentlich ursprünglich hingehören. Versteinerungen, sogar Krinoidenglieder, sind darin weder makroskopisch noch mikroskopisch zu finden. Bei Betrachtung mit freiem Auge wird man natürlich zunächst an den weißen Riffkalk denken. Aber dieser hat nie dieses völlig dichte, wachsartige Aussehen. Der Schliff vollends enthüllt eine Textur, die in keinem der rhätischen und liassischen Gesteine der Umgebung wiederkehrt, so daß man höchstens vermuten kann, daß es sich um völlig mylonitisierten, auf besondere Art regenerierten Riffkalk handelt. Dann wäre die rötliche Farbe, besonders der Bänke westlich des Baches inmitten der roten Gesteine des Lias, auch verständlicher.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Auf die schon erwähnte O-W-Spannung im Innern des Knickes der Karwendelvorgebirgsmulde sind noch andere Störungen zurückzuführen, die allenthalben auf der W-Seite der „Wilden Kirche" an der Rhät-Liasgrenze zu beobachten sind, besonders gut auf der weit herabreichenden Grenzschichtfläche, nahe dem S. 25 erwähnten Knick im Streichen. Diese wird von beinahe streichenden, mit der Fallrichtung von der O-W-Richtung nur wenig gegen N abweichenden Klüften überquert. Die Schnittlinien der Klüfte mit der Schichtfläche senken sich demnach gegen N talwärts. Die Klüfte fallen steil bergwärts, d. h. sie stehen ungefähr senkrecht auf den Schichtflächen (Abb. 3). Das hangende Gebirgsstück ist, wie an der Schleppung und Verschiebung der Liaskalke deutlich zu sehen ist, um einen kleinen Betrag (zirka 1 *m*) gegen W geschoben. Es handelt sich also um fast streichende, widersinnige Überschiebungen. Infolgedessen stehen im Grasboden unter der Schichtfläche des Riffkalkes in deren Fortsetzung die Liaskalke an. Aber noch tiefer kommt, trotzdem der Hang weniger steil ist als die Schichtfläche, plötzlich wieder weißer Riffkalk zutage. Dies deutet, da der Hang sanfter fällt als die Schichtfläche, auf gelegentlich auch umgekehrten Bewegungssinn an ähnlichen Klüften. Weiter südlich ist dieser Fall auch direkt aufgeschlossen. Bei Nichtbeachtung dieser tektonischen Details könnte man aus dem scheinbar im Hangenden des Liaskalkes auftretenden weißen Riffkalk leicht auf eine Wechsellagerung des Lias mit riffkalkähnlichen Bänken schließen. Weiter südlich, wo an der Rhät-Liasgrenze „Tropf" entwickelt ist (vgl. S. 25), sind an der N 345° W streichenden, 55° WSW fallenden Schichtfläche zwei Systeme solcher Klüfte zu beobachten, die sich spitzwinklig schneiden, u. zw. ein selteneres N 25° O streichendes und 45° OSO fallendes und ein häufigeres N 5° O streichendes, 50° O fallendes. Hier ist an einem solchen Bruch, wie schon bemerkt, die Verschiebung des Hangendteiles nach O, also im Fallsinne, aufgeschlossen. Dies hat nichts Überraschendes, es ist eben bei der Auslösung der O-W-Spannungen nicht immer nur der Hangendteil gegen W gewandert, sondern es bewegte sich auch einmal eine Partie weiter vor als das Liegende und Hangende, wodurch an der Hangendkluft dem relativen Sinne nach diese echte Verwerfung zustande kam. Ungefähr in der Mitte des N-Teiles der W-Grenze des Riffkalkes, wenige Schritte südlich der Stelle, wo die Adneter Fazies fast direkt auf dem Riffkalk liegt, setzt ähnlich den eben erwähnten Störungen eine viel steilere, fast saigere, bergwärts fallende Kluft in die Riffkalkmasse hinein, an welcher eine von unten nach oben sich verdünnende Partie von rotem, liassischem, zu einer Breccie zerquetschtem Kalk in das Riffgestein hineinragt. Das Aussehen einer derartigen rein tektonischen Hineinmengung ist charakteristisch verschieden von den S. 17, 18 erwähnten roten Kluftfüllungen auf der Höhe der Steinplatte.

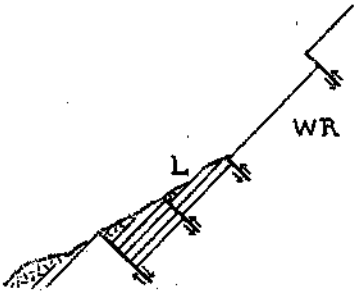


Abbildung 3. Widersinnige Störungen (Überschiebungen und Verwerfungen) an der Grenze von weißem Riffkalk und Lias auf der weit herabreichenden Schichtfläche der W-Seite der „Wilden Kirche".

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Wenig nördlich dieser Stelle ist eine saigere, streichende Kluft mit fast horizontalen, wenig nördlich fallenden Hohlkehlen bedeckt. Sie erklären sich aus bei der Knickung der Karwendelvorgebirgsmulde sich ergebenden Differenzialbewegungen, ähnlich wie Rutschstreifen im Fallsinne auf den Schichtflächen bei der Entstehung von Falten, vgl. Wähner (17), S. 19, 20. Kleinere Störungen verschiedener Art sind auf der Riffkalkwestgrenze, sowie überhaupt in dem in Abb. 2 dargestellten Gebiete in großer Anzahl vorhanden, ohne daß sie hier besondere Erwähnung finden oder bei der Herstellung der Zeichnung berücksichtigt wurden. Es sei nur noch der horizontalen Querverwerfungen gedacht, die auch den Lias am Fonsjochhange durchsetzen. Die mehrfach erwähnte, weit herabreichende Schichtfläche an der Riffkalkwestgrenze verdankt ihre vorgeschobene Lage einem ungefähr ost-westlich verlaufenden, fast saigeren Bruche mit horizontalen Rutschstreifen (Blattverschiebung), welcher auch noch in der Verstellung der Liasknollenkalke und Radiolarite bis zum Bach hinab kenntlich ist.

Endlich sei noch der Riffkalkmasse als Ganzes gedacht. Die größeren Einfallswinkel auf der W-Seite im Vergleiche zur O-Seite finden, da exogener Herkunft, später, S. 47, 48, ihre Erklärung. Aber außerdem steht auch das N-Ende (Profil 5!) viel steiler als das S-Ende (Profil 4). Die Voraussetzungen für eine Torsion im Sinne des Daubréeschen Experimentes (Daubrée [80], S. 236 und Tafel II) scheint also gegeben. Trotzdem würde auch die sorgfältigste Felduntersuchung kaum eine Analogie herausfinden, denn die Verhältnisse sind in der Natur doch ganz andere als im Experiment. Das letztere verwendet eine intakte Platte, deren Festigkeit gegenüber der Beanspruchung eine außerordentlich hohe ist. In der Natur ist bei der Aufrichtung gewiß kein einheitlicher, kluftfreier Gesteinskörper mehr vorhanden gewesen, es handelte sich schon um ein Stückwerk, das natürlich durch die Torsion nicht mehr regelmäßige Sprungsysteme im Sinne des Experimentes annehmen konnte, sondern es erfolgten Bewegungen an den bereits vorhandenen Klüften. Und selbst wenn man hievon absieht, würden die gänzlich anderen Festigkeitsverhältnisse kaum etwas Analoges zustande bringen. Die Nichtbeachtung dieser Umstände hat zu wiederholten Versuchen geführt, die Natur in ein Schema zu pressen, welches keine befriedigende Erklärung ihrer Erscheinung bildet.

III. Bemerkungen zur Sedimentpetrographie.

Hier soll eine Übersicht der Gesteine der besprochenen Aufschlüsse besonders mit Rücksicht auf die Ergebnisse ihrer mikroskopischen und einiger einfachen chemischen Untersuchungen gegeben werden. Diese sind nicht Selbstzweck, sondern verfolgen lediglich das Ziel, die Feldbeobachtungen, in denen schon ein Teil der sedimentpetrographischen Studien enthalten ist, durch einfache Methoden zu erweitern.

1. Die Kalke der eigentlichen Riffbildungen.

Diese sind meist hell gefärbt. Die untenstehende Tabelle gibt die wichtigsten Arten dieser Kalke, welche durch die Kombination auffälliger Merkmale entstehen. Die Pfeile deuten den Verlauf der Über-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

gänge an. Minder verbreitete fazielle Abweichungen, wie Zweischalerfazies usw. wurden in den früheren Kapiteln gelegentlich erwähnt. Nicht Rücksicht genommen wurde in der Tabelle auch auf solche Abarten, die durch Berücksichtigung der Art des Schichtverbandes entstehen, wie knollige Kalke mit knolligen Schichtflächen und deren extreme Entwicklung-Knollenkalk.

	a) Mit Lithodendronstruktur	*b)* Ohne Lithodendronstruktur	*c)* Krinoidenglieder
1. Rot, gelb, bunt	Roter, gelber, bunter Riffkalk (tropfartig)		
2. Weiß	Weißer Riffkalk		Hellgrauer bis grauer, nie rein weißer krinoidenführender Kalke
3. Grau	Grauer Lithodendronkalk	Grauer Übergangskalk	

2. *a)—b)* Das an Masse verbreitetste Gestein bildet den Kern der Riffe. Vgl. Wähner (03*a*), S. 90, Gümbel (61), S. 360 — weißer Dachsteinkalk. Bezüglich der Ausdrücke Riffkern, Riffböschung usw. vgl. S. 44, 45.

3. *b)* Bildet die Riffböschungen z. T.

3. *a)* Im Kern kleinere Riffe und gebankte, oft viele Meter mächtige Einschaltungen in sonstigen Rhätgesteinen. Gümbel (61), S. 361 — Hauptdachsteinkalk. Suess-Mojsisovics (68), S. 192 und Tafel: Hauptlithodendronkalk.

2.—3. *c)* Meist in den obersten Schichten der Riffböschungen, z. B. Pr. 1, *k*, *l*-Südfortsetzung.

1. *a)—c)* Gümbel (61), S. 361, bunter Dachsteinkalkstein. Z. B. O-Seite der „Wilden Kirche", S. 22, 24.

Eigentliche Krinoidenkalke sind selten. Beispiel S. 9.

Schon Wähner (03*a*), S. 91, hat eine Art klastische Struktur des weißen Riffkalkes mit der Lupe erkannt. U. d. M. konnte sie nunmehr für fast alle Gesteine der obigen Tabelle nachgewiesen werden. Im allgemeinen besteht diese scheinbar klastische Beschaffenheit darin, daß in einer gröber kristallinen Grundmasse feiner kristalline Partikel von ziemlich unregelmäßig rundlichem Umriß liegen. Der Gegensatz zwischen den Körnern und der Grundmasse kann sehr deutlich sein, besonders wenn die aus dichterem Kalzit bestehenden Körner groß sind, anderseits kann er undeutlich werden, wenn der Durchmesser der Körner geringer wird und besonders, wenn aus diesem Grunde stärkere Vergrößerung notwendig ist. Wenn man dann gar noch dünnere Stellen des Schliffes ins Auge faßt, sind nur noch etwas dichtere Flecken zu sehen, deren Deutung ohne Vorhandensein aller dieser Übergänge Schwierigkeiten machen würde. Man darf nicht vergessen, daß hier sowohl Grundmasse als Körner aus Kalzit bestehen, also kein mineralogischer Gegensatz

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

zwischen beiden vorhanden ist, wie er oft bei klastischen Gesteinen vorkommt und deren richtige Deutung erleichtert. Bringt man die Gesteine dieser Gruppe nach absteigender Deutlichkeit dieser subklastischen (Begründung dieses Ausdruckes siehe S. 38) Beschaffenheit in eine Reihe, so stehen die an Krinoidengliedern etwas reicheren Kalke des oberen Teiles der Riffböschungen 2—3 *c* (zur näheren Charakterisierung werden den einzelnen Gesteinsarten fortab die in vorstehender Tabelle beigedruckten Kolonnen- und Zonenzeichen beigegeben) unbedingt an erster Stelle. Bei dem Gestein aus dem Oberautal, Profil 6, oberste Bank, welches, wenn auch nicht nach seinem geologischen Verband, so doch nach seiner Beschaffenheit nach hieher gehört, erreichen die aus dichtem Kalzit bestehenden Körner oft einen Durchmesser von 250 μ und mehr. Es sind aber auch viele darunter, die nur halb so groß oder kleiner sind. Die Grundmasse ist hier ganz besonders grobkörnig und löscht oft rings um ganze Körner einheitlich aus. Im Gestein Pr. 1 *k*, *l*-Südfortsetzung von der Steinplatte werden die dichteren Körner meist kaum 150 μ groß und die Grundmasse ist nicht mehr so grobkörnig, sondern mehr feinkristallin. (Ich wende diese Ausdrücke nur in ihrer relativen Bedeutung an!) Nun folgen in der Reihe abnehmender Deutlichkeit der subklastischen Struktur die hellgrauen Übergangskalke 3 *b*. Größe der dichteren Körner meist nicht über 60 μ, selten bis 90 μ. Die Körner (es handelt sich, wie ich ausdrücklich betone, um aus vielen sehr kleinen Kalzitindividuen bestehende, vermutlich klastische Fragmente) sind oft sehr dicht gepackt, so daß nur kleine, zwickelförmige Grundmassenausschnitte dazwischen übrigbleiben, die endlich ganz schwinden können, so daß eine scheinbar einheitliche, dichtere Grundmasse als gewöhnlich entsteht. Wenn nun einzelne dunklere, deutlichere Körner aus dieser Masse hervortreten, scheint es, daß in einer dichten, den nicht riffartigen Rhätgesteinen ähnlichen Grundmasse einzelne klastische Körner liegen. Allerdings müssen nicht alle größeren dichten Partien der Schliffe so gedeutet werden. Am wenigsten deutlich endlich wird diese Struktur bei den Schliffen aus dem eigentlichen weißen Riffkalk 3 *a*—*b*, besonders in dem Gestein aus dem Kern des Riffes an der Steinplatte. Die Größe der Fragmente beträgt noch immer ungefähr 60 μ. Auf den entstehenden Eindruck, besonders bei geringer Schliffdicke, wurde bereits oben S. 36 hingewiesen. Die Deutung dieser beschriebenen Struktureigentümlichkeit der ganzen Gruppe wird erst nach der Besprechung weiterer mikroskopischer Merkmale im Zusammenhang erfolgen. Es sei noch erwähnt, daß für diese Untersuchung meist Vergrößerungen bis ungefähr 100× ausreichen.

Die subklastische Beschaffenheit wird, wie erwähnt, durch den Gegensatz zwischen dichteren Körnern und gröber kristalliner Grundmasse sichtbar. Das Vorhandensein von Bruchstücken von ebensolcher oder gröberer Kristallinität als die Grundmasse muß daher die Deutung noch weiter erschweren. Diese grobkristallinen, ebenfalls unregelmäßig gestalteten Fragmente kommen in allen Gesteinen der oberrhätischen Riffe vor. Oft sind sie von der Grundmasse nicht scharf abtrennbar. Abgesehen vom weißen Riffkalk erreichen sie wie die dichten Körner die größten Dimensionen im oberen Teil der Riffböschungen 2—3 *c*

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

(Durchmesser um 500 μ) und sind hier am häufigsten. Viele, besonders im Gestein aus dem Oberautale, sind mit einer Rinde von dichtem Kalzit überzogen. Diese kann so dick werden, daß nur im Kern eine grobkristalline Partie übrigbleibt, oder so dünn werden, daß die Abgrenzung des grobkristallinen Inhaltes von der gleich beschaffenen Grundmasse Schwierigkeiten macht. Übrigens können in diesen Kalken auch die zweifellosen, unten näher beschriebenen Organismenreste überrindet sein. In den Übergangskalken 3*b* kommen die grobkristallinen Bruchstücke spärlich und 10—260 μ im Durchmesser vor. Trotz der großen Schwankungen der Dimensionen ist in den Kalken der Riffe außer dem eigentlichen weißen Riffkalk eine gewisse Saigerung der „klastischen" (dichten und grobkristallinen) Körner unverkennbar. Im weißen Riffkalk dagegen schwanken die grobkristallinen Körner in Größe und Verteilung in außerordentlich weiten Grenzen und sind von der Grundmasse meist so schlecht abtrennbar, daß ein ganz anderer Eindruck als in den übrigen hier erwähnten Gesteinen entsteht. Bei allen aber machen die dichteren Mikrogerölle den größten Teil der Gesteinsmasse aus — stets mehr als die Hälfte. Zu den Besonderheiten des eigentlichen weißen Riffkalkes gehört noch, daß sich hier das quantitative Überwiegen der dichten Körner am wenigsten fühlbar macht.

Es ist nun die Frage zu beantworten, was man in den bisher beschriebenen Bestandteilen dieser Kalke, gegen deren Masse die sofort als organisch erkennbaren Bestandteile unwesentlich sind, zu erblicken hat. Da die dichteren Fragmente in ihrer Beschaffenheit vollständig der Grundmasse der sonstigen nicht riffartigen Rhätkalke gleichen, betrachte ich sie als aus der Aufarbeitung von mindestens bis zu einem gewissen Grad des Zusammenhanges verfestigtem Kalkschlamm hervorgegangene Bruchstücke. Die Frage nach der Herkunft ihrer Kalksubstanz ist damit natürlich nicht entschieden. Allerdings ist mir unter den Riffkalken bisher kein Gestein bekannt, das dieses Material unaufgearbeitet zeigt. Diese Schwierigkeit wäre beseitigt, wenn man annimmt, daß die Bildungszeiten derartigen Schlammes mit den Zeiten seiner Aufarbeitung abwechselten. Es handelt sich also um eine Art synchroner Geröllbildung, auf die kürzlich Kumm (25), S. 257, Anm. 2, hingewiesen hat. S. 262 führt Kumm ein Beispiel solcher dichter Mikrogerölle in gröber kristalliner Grundmasse im Jura ε in Schwaben an, welches von Berckhemer (23) beschrieben wurde. Um einen gewissen Gegensatz zu dem Begriff „klastisch" zum Ausdruck zu bringen, der gewöhnlich auf Gesteine angewendet wird, deren Material von beträchtlich älteren und meist auch entfernteren Gesteinen herstammt, und um gleichzeitig die enge, durch Übergänge zum Ausdruck kommende Verwandtschaft mit diesem Begriff anzudeuten, verwende ich für diese Struktur die Bezeichnung „subklastisch". Übrigens ist bei einigen sehr großen, dichten Fragmenten ihrer eigentümlichen Umrisse wegen die Bezugnahme auf kalzitische Organismenbruchstücke, besonders Kalkalgen, nicht fernliegend. Die Kalke 2—3 *c*, besonders die aus dem Oberautal, nehmen in dieser Beziehung überhaupt eine gewisse Sonderstellung ein. Die Rinde von dichtem Kalzit auf ihren grobkristallinen Bruchstücken, auch auf Krinoidengliedern, Muschelschalen usw. ist vielleicht Kalk-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

sinter, der bei der starken Saigerung und Umlagerung dieses Materials der Riffböschungen ausgeschieden wurde. Wähner (03*a*), S. 91, hat sie ebenfalls gefunden und bezeichnet diese Erscheinung als Übergang zu echten Oolithen. Diese letzteren, die im Sonnenwendgebirge auch vorkommen, finden sich unter den von mir untersuchten Gesteinen nicht. Vgl. z. B. Andrée (20), S. 171 und Fig. 65. Die Rinde besteht hier allerdings aus Aragonitfasern und kommt nur auf aragonitischen Resten vor. In der Mitte mancher dichter Körner nun sind einige gröbere Kriställchen vorhanden, so daß fast das ganze Korn gewissermaßen Rinde ist. Diese Körner sind von größeren, durchaus dichten Körnern nicht scharf geschieden, welch letztere den in den übrigen Kalken beschriebenen dichten Körnern ähneln, so daß man auf den Gedanken kommen könnte, daß diese überhaupt eine den Oolithen ähnliche Entstehung haben könnten. Demgegenüber ist festzuhalten, daß trotzdem in allen diesen Übergangsstufen kaum etwas zu sehen ist, was an Oolithe erinnert, selbst an solche entfernt auf diese genetisch beziehbaren Gebilde, wie sie Krech (09), S. 84 und Tafel 6, Fig. 3, beschreibt. Der Eindruck ist doch noch ein ganz anderer als der der zitierten Abbildung. In Anbetracht der hier geschilderten Übergänge muß man sich eben erinnern, daß nicht alles, was ideologisch in Reihen zu bringen ist, genetisch verwandt sein muß. Ich bin also eher geneigt, an Konvergenz zu denken.

Die grobkristallinen Körner hingegen sind am wahrscheinlichsten größtenteils diagenetisch veränderte Korallenreste. Auf ihren organischen Ursprung deuten manchmal noch ihre Umrisse, und von ursprünglich faserig-aragonitischen Gebilden ist die Umwandlung in grobe Kalzitaggregate, auch bei Wahrung der feinsten morphologischen Einzelheiten, bekannt (Cayeux [16], S. 418). Und da kommen eben als häufigste aragonitische Fossilien der Riffe die „Lithodendren", d. h. größtenteils Thecosmilien, in erster Linie in Betracht, ohne daß etwa Molluskenschalen völlig auszuschließen wären. Ganz allgemein gesprochen ist die vorwiegende Zusammensetzung der Kalke aus Bruchstücken organischer und anorganischer Herkunft der Ausdruck für die Bildung derselben in der Zone starker Wasserbewegung.

Gegen die beschriebenen Komponenten der Kalke treten die mikroskopisch leicht kenntlichen organischen Hartgebilde an Menge stark zurück. An erster Stelle stehen noch die Echinodermenfragmente, die, wo genauere Bestimmung möglich ist, sich stets als Krinoidenglieder erweisen. Sie kommen in allen Gesteinen der Gruppe vor, nur in manchen Arten des weißen Riffkalkes fehlen sie vollständig oder fast vollständig. Reichlicher sind sie in den Gesteinen der oberen Riffböschungen 2—3*c* der Tabelle S. 36 enthalten, ziemlich häufig auch im hellgrauen Übergangskalk 3*b*. Ferner kommen in allen Gesteinen Foraminiferen als gut kenntlicher Bestandteil vor; im weißen Riffkalk trifft man fast nur *Lagena* Walk., arm daran sind 2—3*c*. Reicher an Foraminiferen ist der Übergangskalk 3*b* von der Steinplatte. Außer zahlreichen *Globigerina* d'Orb. gibt es hier *Lagena* Walk., *Miliola* Schultze, *Textularia* Defr., *Nodosaria* Lam. Bruchstücke von Molluskenschalen, bisweilen als Bivalvenreste kenntlich, sind ebenfalls verbreitet,

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

besonders in 2—3*c*. Man kann an Muschelresten aus zwei Schichten von denen die eine aus Kalzitprismen, die andere aus grobkörnigem Kalzit besteht, mit Sicherheit darauf schließen, daß die letztere den umgewandelten aragonitischen Teil der Schale dargestellt und dadurch eine Stütze für die S. 39 dargelegte Anschauung der ursprünglich aragonitischen Natur der grobkristallinen Bruchstücke gewinnen. In Schliffen aus den Gesteinen 3*b* und dem nahe verwandten Kössener Kalk (S. 41) liegen massenhaft aus grobkörnigem, hellem Kalzit bestehende rundliche und elliptische Querschnitte von 60 bis 180 *m* Durchmesser, sowie streifenförmige Gebilde aus demselben Material und mit derselben Dicke. Aus der Kombination dieser Schnitte ergibt sich, daß es sich nur um ungefähr zylindrische Stäbchen von kreisrundem Querschnitt handeln kann. Sie müssen organischer Herkunft sein, aber eine Änderung des Gefüges erfahren haben. Es muß entweder Aragonit oder Kalzit in anderer Form vorhanden gewesen sein. Am naheliegendsten ist die Annahme, daß es sich um ursprünglich aus faserigem Kalzit bestehehende Octocoralliareste handelt. Die Dimensionen stimmen mit meinem Vergleichsmaterial. Glatte Stäbchen kommen nach Kükenthal (25), S. 619, Fig. 589 *b*, bei *Anthelia*, bei verschiedenen *Gorgonaria* (S. 722, Fig. 613) und bei *Pteroeididae* (S. 768) vor. Übrigens hat auch Cayeux (21) im französischen Jura hauptsächlich glatte Stäbchen aus grobem Kalzit gefunden. Kleine Warzchen auf Spindeln und Walzen wären übrigens in unseren Gesteinen nicht mehr kenntlich. Es kommen außerdem genug Gebilde aus grobkristallinem Kalzit vor, die aus unregelmäßigeren oder verzweigten Elementen hervorgegangen sein könnten, aber eine sichere Unterscheidung von Bruchstücken von *Hexacorallia* u. dgl. ist dann nicht möglich. Vereinzelt sah ich auch einen dreiflügeligen Querschnitt nach Art der *Pennatularia* (Biedermann [14], S. 639, Fig. 132 *d*). Die heutige Verbreitung der *Octocorallia* im Litoral und an den Korallenriffen der Südsee macht es schon an und für sich wahrscheinlich, daß sie auch im Mesozoikum neben den *Hexacorallia* einen beträchtlichen Bestandteil der Rifffauna gebildet haben, so daß das Vorhandensein ihrer Skelettelemente in unseren Gesteinen nicht verwunderlich ist. Außer den angeführten sind nocht manche andere Mikrofossilien vorhanden, deren Deutung vorläufig noch nich gelungen ist.

2. Oberrhätische Kalke außerhalb der eigentlichen Riffe, die mit diesen in genetischer Beziehung stehen.

Auch außerhalb der eigentlichen Riffbildungen gibt es Gesteine, die durch ihre mikroskopische Beschaffenheit eine nahe genetische Verwandtschaft mit den eigentlichen Riffkalken zeigen. Das Gestein aus dem Oberautale, Profil 6, oberster Teil, wurde schon bei den vorerwähnten Kalken wegen der extremsten Ausbildung der subklastischen Beschaffenheit, d. i. den größten, im Vergleich zur Grundmasse dichteren (und gröberen) Fragmenten und wegen der Überrindung der letzteren und der Organismenreste mit dichtem Kalzit erwähnt.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Dieses Gestein gehört schon seines makroskopischen Aussehens wegen zu den Riffgesteinen. Anders die sogenannten „Kössener Kalke" Hahns, deren dunklere Farbe und bituminöse Beschaffenheit genetische Verwandtschaft mit Riffkalken nicht ohne weiteres vermuten läßt. Ein Schliff wurde von dem Gestein Profil 1 *i* unter Punkt 1, Tafel 1, hergestellt. Die Größe und Deutlichkeit der subklastischen Fragmente reihen es an die Übergangskalke 3 *b* an. Die dichteren Bruchstücke sind im allgemeinen etwas kleiner, doch sind die im Vergleich zur Grundmasse gröberen Fragmente von 10 bis 260 μ viel häufiger als dort. Die Foraminiferen und die wahrscheinlich von *Octocorallia* stammenden organischen Reste sind dieselben.

Etwas mehr äußere Ähnlichkeit mit den Riffgesteinen hat dagegen der Kalk Profil 2 *m* am Fonsjoch. Es schließt sich durch seinen reichlicheren Gehalt an Echinodermenfragmenten mehr den Gesteinen 2—3 *c* an, sonst stimmt die subklastische Struktur in bezug auf Größe der Bruchstücke sowie die Größe und Häufigkeit der grobkristallinen Körner mit dem vorigen. Neben Foraminiferen kommen auch Brachiopodenschalen vor. Eigentümlich lakunöse Körper sind vielleicht benthonische Foraminiferen.

Die mikroskopische Physiographie der Gesteine des Rhät und Lias kann aus Mangel an Raum hier nicht fortgesetzt werden. Im geplanten zweiten Teil, in welchem es hoffentlich möglich sein wird, das Gesagte durch Mikrophotographien zu unterstützen, wird sich ergeben, daß die nicht zu den Riffen gehörigen Rhätgesteine und die Liasgesteine die subklastische Struktur nicht besitzen, die letztere daher ein Mittel an die Hand gibt, mikroskopisch diese von den Riffgesteinen zu unterscheiden.

3. Chemische Untersuchung dreier Faziestypen desselben Horizontes an der Steinplatte.

Zur weiteren Aufklärung der Beziehungen dieser Gesteine wurden drei miteinander durch vollständige Übergänge verknüpfte Typen des ungefähr gleichen stratigraphischen Niveaus von der Steinplatte herausgegriffen, u. zw. die Arten: weißer Riffkalk (Tabelle S. 36, 2 *b*) von Punkt 5, Tafel 1, hellgrauer Übergangskalk (3 *b*) von Punkt 3 und Kössener Kalk vom untern Teil von *i*, Profil 1 unter Punkt 1 (diese Seite oben!). Von diesen Gesteinen wurde eine grob gepulverte Probe (zirka 10 *g*) gewogen, mehrere Stunden mit 1 : 10 verdünnter Salzsäure behandelt, der Rückstand im Jenaer Filtertiegel abgesaugt, mit kaltem, destilliertem Wasser gewaschen, bei 120° einige Stunden getrocknet und gewogen. Dann wurde er mit wenig Wasser herausgespült und einige Tropfen des aufgeschlemmten Materials auf Objektträgern getrocknet, bzw., wo mehr vorhanden war, wie beim Kössener Kalk, nach dem Eintrocknen auf den Objektträger gebracht. Außerdem wurde auch etwas von dem Rückstande geglüht und dann auf Objektträger gestreut. Diese auf Objektträgern befindlichen Proben wurden dann in Kanadabalsam oder Flüssigkeiten von bekanntem Brechungsindex eingebettet und mikroskopisch untersucht. Das Filtrat wurde auf 150 cm^3

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Behandelt mit verdünnter HCl	Filtrat mit K_4FeCy_6	Schwarzer Rückstand						
		Gesamtgewicht	geglüht	unter dem Mikroskop				
				Pyrit	Gelartiges Gem. v. org. Subst., Fe_2O_3 u. toniger Subst.	Quarz	Glimmerartige Mineralien	Sonstiges
1. Weißer Riffkalk	Fe-Reaktion sehr schwach	0·30%	hellgrau	viel	sehr geringe Menge	wenig, Durchm. 3—6 μ	viel gegen Quarz	Feinste Mineralsplitterchen von 1—wenige μ Dm., stark lichtbr., z. T. stark doppelbr. (Nachgewiesen Rutil, Apatit.)
2. Hellgrauer Übergangskalk	Fe-Reaktion schwach	0·28%	ziegelrot	wenig	reichlich (viel Fe_2O_3)	mehr, Durchm. meist bis 20 μ	spärlich	
3. Kössener Kalk	Fe-Reaktion stark	1·35%	hellgrau	Spuren?	reichlich (viel org. Subst.)	viel, Durchm. bis 150 μ	sehr wenig gegen Quarz	

verdünnt und je 100 cm^3 mit gelbem Blutlaugensalz versetzt. Die beifolgende Tabelle gibt eine Übersicht der Ergebnisse dieser Untersuchung.

Betrachten wir zunächst die Menge des in verdünnter Salzsäure unlöslichen Rückstandes, so ergibt sich folgendes: Wenngleich das Gestein 2 etwas weniger enthält als 1, so ist die Beimengung an chersogenem Material trotzdem größer als in 1, da 1 ein Vielfaches an authigenem Pyrit enthält. Chersogenes Material nimmt also in der Tabelle von oben nach unten (in der Natur vom Riffinnern nach außen) stetig zu, ebenso die Größe des wichtigsten chersogenen Minerals, des Quarzes. Außerdem wird der chersogene Bestandteil von außen nach innen relativ immer ärmer an Quarz und reicher an glimmerartigen Mineralien.

Die dunkle Färbung des „Kössener Kalkes" gegen den weißen Riffkalk ist durch die viel größere Menge der durch das Glühen zerstörbaren organischen Substanz hervorgerufen. Hand in Hand mit der großen Menge organischer Substanz im Kössener Kalk geht der im Vergleich zum weißen Riffkalk viel größere Gehalt an in verdünnter Salzsäure löslichem Eisen, vermutlich von isomorphem $FeCO_3$ im Kalzit herrührend. Die mittlere (hellgraue) Färbung des Übergangskalkes ist vielleicht z. T. durch einen mittleren Gehalt an organischer Substanz

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

hervorgerufen. Jedoch geht dies aus den Beobachtungen nicht mit Sicherheit hervor.

Bezüglich des Eisengehaltes fällt der Übergangskalk etwas aus der Reihe heraus. In verdünnter HCl lösliches Eisen ist wenig mehr als im weißen Riffkalk enthalten. Dafür aber ist viel mehr in verdünnter HCl unlösliches Eisen, also Fe_2O_3 oder dessen Verbindungen mit Wasser, vorhanden. Der geglühte Rückstand wird durch diesen Bestandteil ziegelrot gefärbt. Er ruft wohl auch den gelblichen Stich des grauen Übergangskalkes hervor.

4. Knollige Kalke und Knollenkalke.

Wie zu Beginn des Kapitels III erwähnt, wurde bei der Untersuchung der petrographischer Einzelheiten zunächst keine Rücksicht auf die Art des Schichtverbandes genommen. Bei der Beschreibung der Aufschlüsse wurden aber die auf den Schichtverband bezüglichen Ausdrücke; knollige Kalke, Knollenkalke, knollige Schichtflächen mehrfach gebraucht. Diese Erscheinungen sind am deutlichsten bei einem gewissen mittleren Gesamttongehalt der rhätischen Schichten. Wo, wie besonders im unteren Rhät (Profil 1 *c* und *e* unterer Teil), die Schiefermergel überwiegen, sind die dünnplattigen Kalkzwischenlagen meist ebenflächig. Wo jedoch die Mergelzwischenlagen zurücktreten, wie Profil 1 *c* und *e* oberer Teil, ferner *f*, *h*—*i*, bilden sie wellige Flasern, welche im Mittel etwa ein Fuß in der Horizontalrichtung messende, runde Höcker der Schichtflächen umgeben, so daß, da die Schichten auch nur etwa ein Fuß dick sind, knollige Kalke entstehen. Am extremsten sind dieselben unter den kleinen Riffen Tafel 1, Punkt 7, 8 und in der Hohlkehle rechts unterhalb Punkt 3, Tafel 1 entwickelt, weil hier die Schichten beträchtlich dünner werden. Zur Entwicklung getrennter Knollen kommt es aber hier ebensowenig als innerhalb der Schiefermergel. Die drei Vorkommnisse sind außerdem noch dadurch interessant, daß bei Punkt 7, 8 die Kalkknollen gleichzeitig von Korallenstengeln durchwachsen sind, während dies bei Punkt 3 nicht der Fall ist und, wie wir S. 46 sehen werden, auch nicht der Fall sein kann. Trotzdem sind die Knollenkalke ganz gleichartig entwickelt, ein sicherer Beweis, daß die Lithodendronstruktur nicht in dem Sinne die Ursache der Bildung der Knollen sein kann, daß die Knollen einzelnen Korallenstöcken entsprechen. Das Material dieser typischen Knollenkalke ist, da es im eigentlichen Riffbereich sedimentiert wurde, arm oder frei von färbenden organischen Substanzen, daher die hellgraue z. T. gelbliche Farbe. Ihr Mergelgehalt ist bedeutend größer als bei den vorerwähnten dunklen, knolligen Kalken. Wegen ihrer typischeren Beschaffenheit wurde für sie in der Beschreibung der Aufschlüsse der Ausdruck „Knollenkalke" gebraucht. Aus den dunkeln, knolligen Kalken entwickeln sich graue, mächtigere Bänke, welche trotzdem noch knollige Schichtflächen haben können, z. B. tiefer rechts unter Punkt 3, Tafel 1. Nur selten kommt im Bereich der knolligen Kalke oder Kalke mit knolligen Schichtflächen einmal eine ebenflächige, plattige Kalklage vor. Ein Beispiel bildet eine Lage, welche auf Skizze T. 1 unter Punkt 3 durch besondere Signatur hervorgehoben wurde. Ich habe nur

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Beispiele von der Steinplatte angeführt, da dort die besten Aufschlüsse das Studium solcher Einzelheiten erleichtern. Auf ähnliche Ausbildungsweisen der Gesteine in der Umgebung der Basilalm wurde in Kapitel II wiederholt hingewiesen.

Die Entstehung der Knollenkalke im rheinischen Devon war Gegenstand literarischer Erörterungen. Abweichende Meinungen mögen z. T. in ihrer polygenen Natur bedründet sein. So wahrscheinlich auch nach Schindewolf (22) die vorwiegend diagenetische Entstehung gemacht wurde, so kann doch nach Born (25) die z. T. tektonische Entstehung nicht geleugnet werden, die ja auch der erstere nicht ganz in Abrede stellt. Bei den mir bekannten rhätischen Vorkommnissen jedoch kommt tektonische Mitwirkung nicht in Frage. Anzeichen einer solchen Einwirkung fehlen durchaus. Ebenso sind keine Anzeichen dafür vorhanden, daß etwa schon am Meeresgrunde Konkretionsbildung stattgefunden hat. Nirgends zeigen die Fossilien eine Lage, welche darauf schließen läßt. Es bleibt nur die Annahme diagenetischer Entstehung, für welche die Grundbedingung ein gewisses Mischungsverhältnis zwischen Ton und Kalk und eine ursprüngliche Wechsellagerung tonreicheren und tonärmeren Schlammes war. Die Einzelheiten des Bildungsvorganges aber sind noch aufzuklären.

IV. Paläogeographische Deutung der Ergebnisse.

1. Die eigentlichen Riffbildungen.

Wir wollen hier von den Riffbildungen ausgehen. Die oberrhätischen Riffe lassen sich alle auf ein Grundschema zurückführen, dessen Entstehung und Aussehen daher zunächst behandelt werden soll.

Es wird verausgesetzt, daß, ebenso wie die rezenten riffbildenden Korallen, auch die fossilen nur bis zu einer gewissen Tiefe d. i. ungefähr bis 30 *m* in der für die reichliche benthogene Kalkanhäufung notwendigen Üppigkeit gedeihen konnten (vgl. Dacqué [21], S. 374, Andrée [20] S. 144), wenngleich lebensfähige Korallenstöcke auch in größerer Tiefe gefunden wurden (vgl. Walther [94], S. 273. Pratje [24]). Die erstere Tatsache, mindestens auf tertiäre und mesozoische Vorkommnisse erweitert, ergibt in Verbindung mit der Forderung eines Jahresmittels von mindestens 20° C einen der wichtigsten Grundpfeiler paläogeographischer Forschung. In Abbildung 4 stelt *M—N* einen solchen Meeresboden innerhalb der Wachstumstiefe im Profil dar (Punkte werden immer mit Großbuchstaben, Strecken durch ihre Endpunkte oder mit Kleinbuchstaben bezeichnet, die Ziffern bedeuten Entwicklungsstadien, welchen jedoch innerhalb der Riffe nicht immer Schichtflächen entsprechen müssen). Riffbildende Korallen mit ihren Begleitern siedeln sich in breiter Front an. (Stadium 1—2). Der Meeresboden ist in einer im Verhältnis zum Riffwachstum so langsamen Senkung begriffen, daß an einer bevorzugten Stelle *A—B* das Riffwachstum mit der Senkung gleichen Schritt halten kann. Hier gedeihen die Thecosmilien auch während der Stadien 2—5, während außerhalb A—B die Korallenstöcke wegen ihres,

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

aus irgend einem Grunde nicht mit der Senkung schritthaltenden Wachstums gewissermaßen ertrinken und von andersartigem Sediment überlagert werden. In der Nähe des Riffes ist dies zum großen Teil von diesem selbst stammender, z. T. direkt korallogener Detritus, der sich an die Flanken desselben unter Winkeln anlagert, die im Maximum den Böschungswinkel loser Massen unter Wasser, d. i. reichlich 30° erreichen können (Kayser [21] gibt für nasse Schuttkegel, S. 404, im Maximum 30° an). Diejenigen Teile des Riffes, in welchen Reste autochthon gewachsener Korallen möglich sind, und diejenigen, in welchen nur Detritus vorhanden ist, zeigen also die in Abb. 4 wiedergegebene gesetzmäßige Anordnung. Diese detritogenen Kalke, welche den Übergang zwischen Riffkern und heteropischen Sedimenten außerhalb des Riffes vermitteln, sind es, für welche der Ausdruck „Übergangskalke" gewählt wurde. Vgl. S.

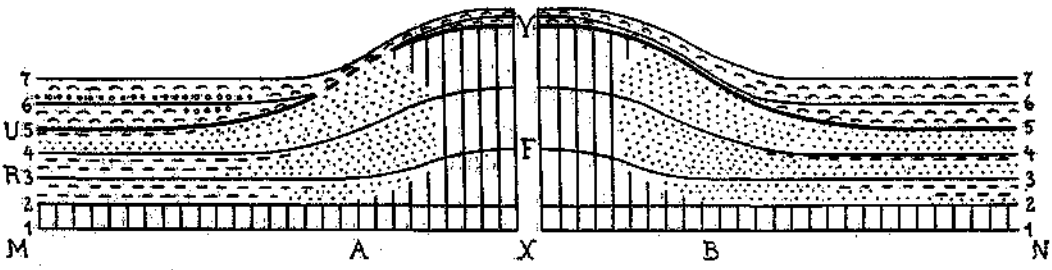


Abbildung 4. Schema der Entstehung der oberrhätischen Riffe und deren Eindeckung im Lias. Die Stadien 1—4 (Entstehung) und 6, 7 (Eindeckung) sind durch vollausgezogene dünne Linien begrenzt. 5 = Rhät-Liasgrenze, dick ausgezogen, wo unterster Lias vorhanden ist, dick gestrichelt, wo er fehlt und statt dessen der Riffkalk angeätzt und mit brauneisenhaltigen Rinden bedeckt ist. Vertikale Schraffen-Lithodendronfazies des Riffkalkes, Punkte = rein detritogene Fazies des Riffkalkes, horizontal gestrichelt = mergelige Rhätbildungen, gebogen gestrichelt = Lias, Ringe = Crinoiden und Brachiopodenfazies des Lias. Die Einseitigkeit der Verteilung der beiden Fazies des Riffkalkes, der mergeligen Rhätsedimente, der Reduktionserscheinungen und der Crinoiden und Brachiopodenfazies des Lias in der Richtung von links nach rechts entspricht mit Vereinfachungen den Verhältnissen an der „Wilden Kirche" von S nach N. Die Signatur ist in der Mitte unterbrochen um anzudeuten, daß hier ein beliebig langes Stück einer stratigraphisch horizontalen Riffkalktafel eingeschaltet sein kann.

Verschiedene Wachstumsstadien wie 2—5 sind innerhalb der eigentlichen Riffkalke im fossilen Zustande durch mergelige Schichtfugen infolge episodisch weiter gegen das Riff vordringenden chersogenen Materials kenntlich.

Auf solche plankonvexe Körper, welche durch Mächtigkeitszunahme aus andersartigen Sedimenten in der stratigraphischen Horizontalen hervorgehen, sind nun alle unsere oberrhätischen Riffbildungen zurückführbar. Es ist zweckmäßig, das Riff in jeder Schicht dort von den heteropischen Bildungen abzugrenzen, wo diese einen deutlichen Einfallswinkel vom Riffe weg annimmt. Der petrographische Einfluß des Riffs durch seinen Detritus reicht, wie wir sehen werden, viel weiter.

Der Fazieswechsel, wie wir ihn an der W-Seite der Steinplatte kennengelernt haben, entspricht der einen (linken Hälfte) unseres Schemas, Abb. 4. Der Gegenflügel fehlt und *A—X* ist in S-Richtung durch die Erosion des Waidringer Tales unterbrochen. Die weitere geologische Gestaltung des Riffkalkes in S- und O-Richtung wird später erörtert werden (S. 50). Hier wie in allen rhätischen Riffen stellt die Lithodendronfazies des Riffkalkes, aus der Einbettung von Thecosmilien in das Sediment hervorgegangen, nichts anderes als den autochthonen Anteil des Riffes vor.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

In dem auf Tafel 1 *b* durch besondere Signatur hervorgehobenen rechten Teil ist Lithodendronstruktur häufig, und greift oben, analog wie in Abb. 4, über die Riffflanke nach N über. Bei einer langsamen Senkung ist dies verständlich, denn durch die Anhäufung an den Riffflanken wird der Meeresboden, der innerhalb der optimalen Wachstumstiefe der Riffkorallen verbleibt, nach oben immer mehr verbreitert. Die Fortsetzung der Korallenfazies laut Schema Abb. 4 nach unten ist wegen der Verhüllung nicht gut feststellbar. Jedoch sind in den Schichten, welche nach unserer Erwäguug die Basis des Riffs bilden müssen, bei Punkt 7 und 8, Lithodendronkalk, allerdings in Form kleiner, später noch zu besprechender Spezialriffe vorhanden, so daß also die theoretisch geforderte Möglichkeit des Korallenwachstums auf weiteren Gebieten des Meeresgrundes zu Beginn der Riffbildung hier wirklich vorhanden war. Daß Korallenwachstum, nicht überall stattgefunden hat, hat seine Ursache in anderen Einflüssen als die Tiefe, z. B. fehlende Anheftungsmöglichkeit. Die im unteren Rhät, Profil 1, beschriebenen Lumachellen kommen als Stützpunkt für die erste Ansiedlung der Korallen in Betracht. Stellenweise mögen sie gefehlt haben. oder die sich festsetzenden Embryonen kamen gegen die Überschüttung mit chersogenem Material nicht auf u. dgl. Auch im Riff selbst treffen wir innerhalb des Raumes, wo die Meerestiefe nach Thecosmilien gedeihen konnten, nicht überall wirklich deren Ästchen, denn wie wir sehen werden, sind einerseits auch vielfach andere Organismen am Aufbau der Riffe tätig gewesen, deren Kolonien die Thecosmilien verdrängten, anderseits konnten eben gewisse Teile auch im Innern des Riffes einfach durch Zuschüttung mit Detritus gebildet werden. So setzt auf der Steinplatte weiter hinten gegen den höchsten Punkt zu die Lithodendronstruktur oft aus, und stellenweise entwickeln sich dafür hellgraue, feinkrystalline, krinoidengliederreiche Kalke ähnlich denjenigen der Riffflanken. Trotzdem ist die Gesetzmäßigkeit in der Verteilung des Lithodendronkalkes unverkennbar und ein wichtiger Beweis für die Richtigkeit unserer Annahme über die mögliche Tiefe üppigen Thecosmilienwachstums im Mesozoikum. Gänzlich frei von Korallenästen dagegen sind die meist hellgrauen Übergangskalke der Riffflanke in dem Dreiecke zwischen Buchstaben *j* Profil 1 — Punkt 3 — unterer Riffrand am SW-Eck und O der Schrift „Oberer Aufschlußrand" auf Skizze T. 1. Wo mergelige Zwischenlagen als Ergebnis besonders intensiver Einschwemmungen chersogenen Materials gegen die Riffkalkmasse von N her vordringen, wird die biogene Schrägschichtung (Andrée [16], S. 361) dieser ehemaligen untermeerischen Schlammhalden enthüllt. Die Bänke zwischen diesen Schichtfugen verschwächen sich gegen N, da die Anhäufung des Riffdetritus mit einer von S nach N gerichteten Komponente erfolgte. Daher haben die unteren Schichten nur einen Aufschüttungswinkel von 20°, während die oberste entblößte Schichtfläche rechts über Punkt 3 mit 32° den maximalen Aufschüttungswinkel erreicht. Durch die Aufschüttung immer neuer Detritusmassen gegen N rückte die Riffflanke nicht nur nach aufwärts sondern mit ihrem Fuß weiter gegen N, was in der Verschiebung des Knickes der Schichtflächen zu dem Einfallen der unmittelbaren Riffflanken je höher desto weiter gegen N zum Ausdruck kommt. Die Bänke *k—l* des Profiles 1 beginnen ihr Ansteigen

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

dementsprechend schon fast links des Profiles, am linken Ende der Skizze. Dieses Verschieben der Flanken hat das schon erwähnte Vorrücken der Lithodendronstruktur nach N zur Folge. Der Schichtung am SW-Eck nach zu schließen, reichte der oberste Riffteil in den Anfangsstadien schon ein Stück die W-Wand entlang. Hier kommt sogar S-Fallen der auflagernden Knollenkalke als Ausdruck kleiner Unebenheiten der Riffoberfläche vor. Trotzdem fehlt hier die Lithodendronstruktur, dafür sind krinoidenreiche Kalke, lokal sogar richtige Krinoidenkalke entwickelt. Es haben hier also wohl Krinoidenrasen die Thecosmilien vertreten. Im obersten Teil der Flankenbildungen in der Fortsetzung von *j*, *k*, *l* sind ebenfalls reichlich Krinoidenglieder vorhanden. Dieser Raum lag unter der möglichen Wachstumstiefe der Korallen im Bereiche ständiger Wassertrübung durch den Riffdetritus. Hier übernahmen ebenfalls die Krinoiden die Vorherrschaft. Setzt man die große entblößte Schichtfläche sinngemäß bis auf den Gipfel fort, so ergibt sich für deren oberes Ende für die Zeit, wo sie die Riffoberfläche bildete, ungefähr eine gegen den obersten Teil des Riffes 40 *m* tiefere Lage. Hier beginnen nun tatsächlich die ersten vereinzelten Büschel kleiner Korallenarten oder schwächliche Stöcke sonst größerer Formen. Erst weiter oben kommen Formen, welche in der Dicke der Äste, bzw. dem Querschnitt der Kelche im Vergleich zu den Dimensionen der meisten Thecosmilien groß zu nennen sind und das Gestein ist oft auf weite Strecken von ihren Ästen erfüllt. Wenngleich hieraus die Wassertiefe nicht direkt ablesbar ist, so ist dies doch ein Ausdruck ungünstiger und günstiger biologischer Verhältnisse, die mit der Wassertiefe im Zusammenhang standen, also immerhin eine gewisse Analogie mit den heutigen Lebensbedingungen der Korallen. welche den Eingangs dieses Kapitels erwähnten Grundsatz von der gleichen optimalen Wachstumstiefe rezenter und mesozoischer Korallen sehr wahrscheinlich macht.

Ebenso wie der Aufriß der Steinplatte, bildet der Grundriß der Riffkalkmasse der „Wilden Kirche" den Querschnitt durch ein nach dem Grundschema, Abb. 4, gebautes Riff. Der Grundriß ersetzt hier das Vertikalprofil, weil die gesamte Riffkalkmasse, wie die übrigen Rhät-Liasschichten, steil aufgerichtet ist. Außerdem ist sie etwas tektonisch eingebogen, so zwar, daß die konvexe Seite der ursprünglich ebenen Basis nach O weist. Trotzdem ist aus dem heutigen Umriß die ursprünglich plankonvexe, mit dem Riffscheitel nach W gerichtete Gestalt noch erkennbar. Die Mächtigkeit ist an dem mehrfach erwähnten Knick im Streichen der W-Grenze des Riffkalkes mit über 200 *m* am größten und nimmt kontinuierlich gegen S und bald auch gegen N auf zirka 100 *m* ab. Die Lithodendronfazies bildet gemäß Schema Abb. 4 die ganze O-Seite (Basis) sowie die Hauptmasse des Riffes. Im Innern der Riffmasse reicht sie geschlossen bis an deren S-Ende vor dem großen Blockfelde, so daß man annehmen muß, daß hier in den mittleren und tieferen Teilen des Riffes die die ursprünglichen Riffflanken zusammensetzenden Übergangskalke aus tektonischen Gründen (Pressungszone) und hiemit im Zusammenhang stehender Abtragung und Verhüllung fehlen. Daß am S-Ende der „Wilden Kirche" bereits eine Böschung, wenigstens im letzten Stadium, vorhanden war, ergeben die Unterschiede

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

im Streichen und Fallen im obersten und untersten Teil des Profils 4. Der Winkel dieser Böschung, aus den Werten auf S. 24 mit Hilfe des sphärischen Dreieckes berechnet, beträgt 31° 9′ und die Fallinie auf der ursprünglichen Riffböschung ist heute nicht nach W sondern nach SW gerichtet. Das N-Ende dagegen wird von den in Profil 5 näher beschriebenen, meist grauen und gebankten Kalken der entgegengesetzten Riffflanke gebildet, wobei aus der Gleichheit der Gesamtmächtigkeit der Riffschichten und ihrer Äquivalente in Profil 5 und 6 hervorgeht, daß ungefähr am N-Ende der „Wilden Kirche" bei Profil 5 auch der Fuß der Flanken des Riffes lag. Von hier aus erreichen, wie die Berechnung des von den Streich- und Fallwinkeln im unteren und oberen Teil des Profils 5 gebildeten sphärischen Dreiecks ergibt, die Flanken im letzten Stadium der Riffbildung nur einen Böschungswinkel von 25° 10′, in den früheren Stadien noch weniger. Die Minuten sind in diesem und dem vorigen Falle nur zur Ermöglichung der Kontrolle angeführt, und haben natürlich wegen viel zu ungenauer Messung der Ausgangswerte weiter keine Bedeutung. Die ursprüngliche Fallinie der Riffböschung ist dabei in ihrer heutigen Lage nach NW gerichtet. Im letzten Stadium der Riffbildung sind Lithodendronkalke nur auf einer kurzen Strecke auf der W-Seite erwiesen; die kürzere Strecke von hier gegen S gehört dem oberen Teil des Hanges an, so daß am S-Ende noch einzelne kleine Korallenbüschel gedeihen konnten, während die viel längere Strecke bis zum N-Ende vielleicht durch tektonische Ausrichtung des N-Fußes in die Streichrichtung des Riffrückens zustande kam. Die Biegung der O-Grenze wenigstens läßt so etwas vermuten. Der vom „Knick" aus erste Teil besteht in der Tat noch aus weißem Riffkalk und für das Fehlen der Lithodendronstruktur gibt es verschiedene Ursachen. Weiter nördlich erst kommen auf den oberen Teilen der Rifflanken auch anderwärts häufige krinoidenreichere, feinkristalline Kalke. Im allgemeinen sind die Verhältnisse hier nicht so klar wie auf der S-Seite. Mit der Steinplatte sind sie nicht direkt vergleichbar, weil hier an der „Wilden Kirche" tatsächlich die obersten Teile des Riffes zur Beobachtung gelangen, welche auf der Steinplatte abgetragen sind. Vielleicht war die Beschränkung des Korallenwachstums auf die kurze Strecke beim Knick der W-Grenze nur eine allerletzte Phase, während welcher das Riff bereits mit dem Ertrinken rang, der eine Verbreiterung des von den Korallen eingenommenen Areals nach Abb. 4 vorausging. Dieses Stadium ist aber in den Wänden der W-Seite der Beobachtung schwer zugänglich. Schließlich ist für die allgemeine Gestaltung des Riffes noch wichtig, daß die Fallwinkel auf der W-Seite überhaupt bedeutender sind als auf der O-Seite. Es geht daraus hervor, daß eine Böschung nicht nur gegen N und S sondern auch gegen W vorhanden war, somit der Riffkalk auch gegen W, wo er unter Jura und Kreidesedimente taucht, alsbald durch mergelige Rhätsedimente ersetzt werden dürfte. Die geschichteten Einlagerungen, welche auf der O-Seite in dem Riffkalk hineinsetzen, sind durch chersogene Einschwemmungen entstanden, welche aber hier bis in den Thecosmilienrasen des Riffkerns vordrangen. Die nördlichste Partie dieser geschichteten Lithodendronkalke allerdings dürfte bereits der Basis angehören, von welcher aus

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

das Riff erst seine Nachbarschaft im Wachstum überholte. Als die nach Schema Abb. 4 geforderte Fortsetzung dieser Basis von weit verbreiteten Lithodendronkalken sind die Kalke Profil 2 *i* anzusehen. Sie tauchen in der Verlängerung der Riffbasis südlich Kote 1636 und, nach der Unterbrechung durch den Basilkessel, wie schon erwähnt, am Fonsjochhange wieder auf und konnten bis zur Vorderschleimshochalm, Kote 1550, verfolgt werden.

Während die bisher aufgezählten Beispiele die Verhältnisse des Schemas Abb. 4 in sehr großem Maßstabe, dafür aber weniger übersichtlich bieten, sind kleine Beispiele solcher Profile anschaulicher. Hieher gehören die mit dem großen Riff der Steinplatte von gleicher Basis emporgewachsenen Riffe, Tafel 1, Punkt 7 und 8. Sie enthalten beide einen Kern von Lithodendronkalk. Da sie nicht den Maßstab der großen Riffe erreichen, konnten chersogene Einschwemmungen bis ins Innere eindringen, so daß sie gebankt blieben und gewissermaßen nur aus Anschwellungen von wenigen Bänken gebildet werden. Auch im Innern behält das Gestein den Charakter grauen Übergangskalkes, denn die Sendimentationsbedingungen waren von denen der „Kössener Kalke" nicht so verschieden wie die der großen Riffe; vgl. S. 53. Beide bestehen in ihrem unteren Teile aus versteinerungsreichen Knollenkalken mit Lithodendronstruktur; vgl. S. 11. Schließlich kann man als Extrem der Kleinheit solcher Gebilde auch den Korallenstock unter dem Riff Punkt 8, S. 12, als kleines Riff auffassen. Bei den bisher erwähnten Riffen spielen Korallen eine große Rolle. Die S. 7 erwähnte, 10 *m* lange und 5 *m* hohe Kalkmasse, in ihren Verhältnissen mit Abb. 4 übereinstimmend, gibt ein Beispiel, wo andere Organismen die benthogene Kalkanhäufung bewirkt haben müssen. Korallen sind keine sichtbar und nach S. 46 auch nicht möglich. Vielleicht haben hier Hydrozoen die Rolle der Riffbildner übernommen, wenigstens ist ihre Struktur, nach Art der von Wähner (03 *a*), S. 95, 96 beschriebenen und Abb. 8 dargestellten, hier öfters zu sehen. Solche kleine benthonische Organismenanhäufungen, bzw. den Ergebnissen ihrer geologischen Tätigkeit werden wir (in Teil II der Arbeit) in großer Anzahl im Profil *W* der Perchtalpe am Sonntagshorn kennenlernen. Es kommen dann Aufschlußbilder zustande, welche den von v. Richthofen Cipitkalke genannten Bildungen ihrem Aussehen nach schon sehr nahe kommen, besonders wenn der Verband der kleinen Riffe mit der Umgebung durch Klüfte undeutlich gemacht wurde. Mojsisovics (79) (S. 500 und besondere Tafeln zwischen S. 172 u. 173) hielt sie für von den Riffen stammende Gesteinsbrocken, die während der Sedimentation in die tieferen heteropischen Bildungen gelangten. Rothpletz (94), S. 49, Salomon (95), S. 39 und besonders Ogilvie (94) (zitiert nach Salomon [94], S. 202) betrachteten sie als Bildungen ähnlich unseren Riffen kleinen Ausmaßes. Die Auffindung und Erklärung analoger Vorkommnisse in den N-Alpen bildet eine Stütze für die Anschauung der letzteren Autoren.

Wenn wir uns eine Vorstellung über die Gestalt der oberrhätischen Riffe machen wollen, ist es von Wichtigkeit im Auge zu behalten, daß wir bisher nur Querschnitte behandelt haben. Es ist natürlich keineswegs richtig, sich nun die Riffe als Rotationskörper vorzustellen, welche etwa

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

durch die Rotation des Querschnittes Abb. 4 um die Achse $X—Y$ zustande kämen, sondern die stratigraphisch horizontale Erstreckung kann sehr unregelmäßig und verschiedenartig gelappt sein, wobei die Profile senkrecht zur Basisschichtfläche trotzdem im wesentlichen der Abb. 4 gleichen können, wenn sich auch das Verhältnis der Strecken $A—B : X—Y$ und der Böschungswinkel ändert. In der Steinplatte haben wir eine Riffkalktafel vor uns, welche sich wohl ursprünglich nach S mit dem norischen Riffkalk vereinigte. Gegenwärtig ist diese Verbindung durch die Erosionsfurche des Waidringer Tales unterbrochen. Tatsächlich nehmen in den Loferer Steinbergen die rhätischen Zwischenlagen an Mächtigkeit sehr ab. Vgl. Hahn (10), S. 346, und Hahn (13), S. 10, 11. Auch im W-O-Profil bildet der Riffkalk eine planparallele Platte, deren Vereinigung mit dem norischen Kalk durch die bunten Kalke und „Konglomerate" Hahns (10), S. 346, beginnt. Ein Durchschnitt durch diese Platte ist die mehrere Kilometer lange Wand, die, vom SW-Eck beginnend, bis zum Lachfeldkopf nach O zieht. Ob, wie am W-Ende dieser Wand, überall gegen N alsbald des Fazieswechsel, d. i. die Riffböschung folgt, oder etwa der Riffkalk untertags einen Ausläufer bis in den ebenfalls aus weißem Riffkalk aufgebauten Kuhsteinwald im N-Flügel der Unkener Großmulde entsendet, ist noch nicht entschieden.

Der Riffkalk der „Wilden Kirche" keilt, wie wir gesehen haben, nach N, S und W rasch aus. Macht man die Knickung der Karwendelvorgebirgsmulde rückgängig, so ändern sich diese Richtungen um 90° im Uhrzeigersinne. Wenn nicht um einen isolierten Vorposten, kann es sich um den N-Ausläufer der Riffkalkdecke handeln, welche im Sonnenwendgebirge die komplizierte, von Wähner enthüllte Tektonik annimmt. Vgl. Wähner (03*a*), S. 109. In den zentralen Teilen der Riffkalke jedoch reichte deren Entstehung stellenweise bis in den oberen Unterlias. Vgl. ebenda S. 105—108.

Solche weit ausgebreitete Decken von Riffkalken hat Salomon (08), S. 419, als katharische Kalke bezeichnet. Ob alle unter dieser Bezeichnung zusammengefaßten Kalke ähnlicher Entstehung sind, wie die oberrhätischen, ist die Frage. In unserem Falle ist jedoch wesentlich, daß diese Kalke eine bedeutendere Mächtigkeit haben, als die benachbarten tonreicheren, heteropischen Bildungen, und mit ziemlich steilen Böschungen über diese emporwuchsen, ein Umstand, der allerdings nur unter besonders günstigen Verhältnissen aufzuklären ist. Es erscheint also hier die Bezeichnung Riff und Riffkalk berechtigt.

Für die Entstehungsbedingungen des Riffkalkes sind ferner die in ihm enthaltenen organischen Reste von Bedeutung. Sie wurden bereits im speziellen Teil angeführt und lehnen sich eng an die bereits von Wähner (03*a*) S. 92—102 beschriebenen an. Auch in unseren Vorkommnissen sind die Thecosmilien die weitaus häufigsten Fossilien. Ihre Verteilung war bereits Gegenstand der Erörterung. Auch Wähner stellte das auffällige Überwiegen dieser ästigen Formen gegenüber kompakteren fest. Dies deutet auf ruhiges Wasser [Dacqué (21), S. 378 u. 414], vielleicht eher, weil die rhätische Flachsee vielfach vom offenen Ozean abgetrennt war, als deswegen, weil die Korallen in ruhigeren Tiefen wuchsen, denn sie hätten von den letzteren aus, die auch nicht

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

sehr beträchtlich sein konnten, bei der aus anderen Gründen langsamen Senkung den Wasserspiegel verhältnismäßig rasch erreichen müssen, um so mehr, als es sich um rascher wachsende ästige Formen handelt. Die in bezug auf Tiefe und Trübung genügsameren Krinoiden, nach den Lithodendren mit ihren Skelettelementen die entschieden häufigsten, fossil erhaltenen Riffbildner, ersetzten diese an ungünstigen Stellen. Wie auf rezenten Riffen begleiteten die *Octocorrallia* die Thecosmilien vermutlich in großer Menge. Vgl. S. 40. Als Kalkalge war *Cheilosporites Tirolensis* Whr. beteiligt. Eine besondere oft wiederkehrende Eigenart der Riffe endlich sind Bänke und Linsen, welche ganz mit *Avicula contorta* Portl. oder *Oxytoma inaequivalve* Sow. erfüllt sind. Die Schalen sind unzerbrochen, stets getrennt, verschieden groß, rechte und linke gemischt, und in allen möglichen Stellungen in das Sediment eingebettet. Es handelt sich um eine Erscheinung, die auch anderen alpinen Riffkalken eigen ist. Vgl. Leuchs (25), S. 223. Die Entstehung erscheint mir noch nicht genügend geklärt.

Reich an Foraminiferen waren die Riffböschungen. Hier lebten benthonisch *Lagena, Textularia, Nodosaria, Midiola,* auch die planktonischen Globigerinen gelangten bis hieher. Im Innern der Riffe dagegen lebten fast ausschließlich benthonische Lagenen. Es ist hier am Platze, auf die mangelnde Erhaltungsfähigkeit eines großen Teiles der Riffauna hinzuweisen. Dadurch ist gewiß teilweise die Armut unserer Fossilliste erklärbar. Trotzdem aber dürften die weithin sich erstreckenden Thecosmilienrasen, stellenweise auch die Krinoidenkolonien einen einförmigeren Anblick erzeugt haben, als es die vielfachen Schilderungen rezenter Riffe vermuten ließen.

Die im petrographischen Teil dargelegten Strukturverhältnisse lassen die Deutung zu, daß die Sedimente der Riffe vor der Verfestigung Feinsande, allerdings auch mit Beimengung etwas gröberer und bis zur kolloidalen Größenordnung herab feinerer Komponenten waren. Die Riffflanken waren von mehr gesaigertem und zum Teil gröberem Material bedeckt, als das Innere der Riffe. Es war ein zäher Brei, der auch die Zwischenräume zwischen den Thecosmilienästen füllte und, dort allerdings mit Korallen nicht bestanden, auch gleichmäßig die Böschungen hinab ausgebreitet war. Daher überall das gleichmäßige, sanft geböschte Profil. Das Maximum des Böschungswinkels nasser Aufschüttungen von reichlich 30° war für die vertikale Entwicklung der Flanken maßgebend. Keinerlei Anzeichen deuten darauf hin, daß ein anderer Gegensatz zwischen den oberen Teilen des Riffes und seinen Flanken bestand, als daß die ersteren von Korallenrasen und anderen Riffbildnern bestanden waren, welche an den aus etwas gröberem Sediment bestehenden Flanken, je tiefer, desto spärlicher wurden, bzw. durch genügsamere Formen ersetzt wurden. Die Korallen hörten unter 40 *m* jedenfalls auf. Eine scharfe Grenze zwischen gewachsenem Riffkalk und randlichen Aufschüttungen existierte nicht.

Die gleichmäßige, ruhige Senkung der Riffe bei verhältnismäßig geringer Kraft der Wogen ließ es nicht zu, daß schon erhärteter Riffkalk Gegenstand einer Aufarbeitung durch die Wogen wurde. Daher fehlen größere Gerölle, wie sie auf rezenten Riffen entstehen (vgl.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Andrée [20], S. 157, 158, Fig. 63) und von Spengler (19), S. 378—379, vom oberjurassischen Riffkalk des Plassen beschrieben wurden, durchaus. Bei der gleichmäßigen Senkung konnten höchstens Korallenäste und andere Organismenreste durch die Wasserbewegung zerrieben werden. Den Hauptanteil bei der Zerkleinerung hatten wohl nach Analogie mit rezenten Riffen Korallen abweidende Tiere, ferner schlammfressende Würmer usw. (Vgl. Walther (94), S. 927. Im übrigen entstanden nur Zusammenballungen oder Mikrogerölle des halb verfestigten Schlammes. Vielleicht war auch teilweise der nicht völlig erhärtete Zustand desselben die Ursache, daß er stets nur kleine Klümpchen bildete, während zu größeren Geröllen der Zusammenhalt nicht fest genug war.

Der Umstand, daß die Riffe überall mit Feinsand bedeckt waren und blieben, dürfte auch zur Folge gehabt haben, daß sich nirgends Höhlungen bilden konnten. Die Lücken zwischen den Korallenstöcken wurden meist ausgefüllt. Allerdings konnte lokal einmal ein Hohlraum durch massige Formen eingeschlossen werden. Als Beweis dient ein Gesteinsstück von der Steinplatte. Ein Hohlraum von wenigen Zentimetern Durchmesser mit vielfach konkaven Umrissen ist rings von Hydrozoen umschlossen und von den Wandungen aufsitzenden, konvergent strahlig angeordneten Kalzitstengeln ausgefüllt. Mit der Enthüllung der ursprünglich feinsandigen Beschaffenheit ist aber die Frage noch nicht gelöst, wo dieser überwiegende Teil des Sedimentes, welcher die Mikrogerölle aus dichterem Kalzit lieferte, herkam, und schließlich ist auch noch zwischen den Körnern ein Bindemittel von gröberem Kalzit vorhanden, das auch einen wesentlichen Gesteinsanteil ausmacht.

Daß der weitaus größte Teil des Sedimentes durch direkte oder indirekte Mitwirkung von Organismen entstanden ist, kann keinem Zweifel unterliegen. Es müssen unbedingt Vorgänge sein, welche in der von Andrée (20), S. 184—185, gegebenen Übersicht unter II fallen. Daß die unter I fallenden Vorgänge ausgeschlossen sind, geht daraus hervor, daß wir S. 49 Riffe kennengelernt haben, welche in allen Stücken eine Wiederholung der Verhältnisse der großen Riffe darstellen, dabei aber nur einen Durchmesser von wenigen Metern haben. Wie sollte Übersättigungskalk gerade an einer solchen beschränkten Stelle ausfallen, oder wie sollte ein anorganisches Fällungsmittel auf einem so beschränkten Raume durch längere Zeit wirken? Es bleibt also nur Organismenwirkung, sei es nun Fällung durch Verwesung oder Lebensvorgänge, Übersättigung oder einfache Anhäufung von organischen Resten. Daß die letztere eine bedeutende Rolle spielt, ist durch das reichliche Vorhandensein ursprünglich aragonitischer Bruchstücke erwiesen, inwieweit die ersteren drei Vorgänge beteiligt sind, kann wohl nur durch rezente Beobachtung und Experimente entschieden werden.

Allerdings erleiden auch diese Folgerungen eine Ausnahme. Den Riffen, auch den kleinsten, entsprechen um einen Bruchteil geringmächtigere Kalkbänke der Umgebung; man kann sie also als aus einem organischen Materialzuschuß hervorgegangen auffassen. Für den mit der Umgebung identischen Kalkanteil (er ist bei den größeren Riffen nicht mit Sicherheit zu ermitteln, da die heteropische Region auch Mergel enthält, dürfte aber um ein Fünftel der Gesamtmasse liegen) könnte man

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

dann gemeinsam mit den Kalken der Umgebung anorganische Entstehung in Anspruch nehmen. Vgl. Arn. Heim (24), S. 26—33.

Bei der Erörterung der Sedimentbildung auf den Riffen wurde bisher der allerdings stark zurücktretende chersogene Anteil außer acht gelassen. Die ungleiche Verteilung in den Kalken und mergeligen Zwischenlagen gehört in das Problem der Schichtung. Aber auch die Kalke einer Schicht, die aus der heteropischen Region allmählich bis in den Riffkalk verfolgt wird und dann mit ihm verschmilzt, zeigen gewisse Besonderheiten, die, soweit feststellbar, für die Steinplatte in Tabelle S. 42 zusammengefaßt sind. Zunächst wächst der chersogene Anteil von innen nach außen. Zieht man den Pyritgehalt im Riffkalk und größeren Gehalt an mergelartigen Substanzen im Kössener Kalk in Betracht, so ergibt sich für den letzteren immer noch ein mehrfaches an chersogenem Detritus im Vergleich zum Riffkalk. Dieses Ergebnis wird für die Gesamtmasse beider Kalke noch verstärkt, wenn man beachtet, daß im Kössener Kalk mergelreiche Zwischenlagen reichlich vorhanden sind, die im Riffkalk vollständig fehlen. Gewiß hat dann der Kössener Kalk mindestens das Fünffache an chersogenem Material als der Riffkalk. Es muß also, da der letztere nur die doppelte Mächtigkeit des ersteren erreicht, noch ein anderer Grund die Verteilung des chersogenen Materials beeinflussen als die bloße Dehnung durch reichlichere Kalkbildung. Die größere Tiefe im Sedimentationsgebiet des Kössener Kalkes im Vergleich zum Riff mußte bewirken, daß mehr Trübe in der Nachbarschaft des Riffes zu Boden fiel als auf dem Riff selbst. Außerdem bildete die Riffböschung eine Schranke für die Ausbreitung von mit chersogenem Detritus beladenen Strömungen. Nur das leichteste gelangte bis in das Riff, daher die feinen Glimmerschüppchen in demselben vorwiegen. Auch die anderen Werte der Tabelle sind durch die paläogeographischen Verhältnisse deutbar. Die tieferen Meeresgründe in der Umgebung des Riffes müssen schlecht durchlüftet gewesen sein, eine Ansicht, die mit der S. 50 vermuteten Abgeschlossenheit des rhätischen Meeres übereinstimmt. Daher blieb trotz der langsameren Bildungsweise des Sedimentes viel färbende organische Substanz erhalten, während auf den der Meeresoberfläche nahen, immer wieder durch Wellen und Gezeiten mit sauerstoffreichem Oberflächenwasser durchmischten Riffgründen die organische Substanz oxydiert wurde. Die Abwesenheit derselben in einem sicher großenteils organogenem Gestein ist ebenso der Ausdruck der Bildung in bewegtem Oberflächenwasser als seine subklastische Struktur. Der in verdünnter Salzsäure lösliche Eisengehalt der Kössener Kalke dürfte auf isomorpher Beimischung von $FeCO_3$ im Kalzit beruhen. Vielleicht spielt der größere CO_2-Gehalt und geringere Sauerstoffgehalt des in den Sedimentationsgründen der Kössener Kalke mehr stagnierenden Meereswassers auch bei der Entstehung dieser Verbindung wie bei der Erhaltung der organischen Substanz, oder direkt die reduzierende Wirkung der letzteren eine Rolle, während auf den Riffen, wo das Wasser CO_2-ärmer, aber sauerstoffreicher war, die Verhältnisse für die $FeCO_3$-Bildung ungünstiger waren. Der graue Übergangskalk bildet in bezug auf chersogenen Anteil und vielleicht Gehalt an organischen Substanzen einen Übergang zwischen den beiden Extremen, was durch seine geologische Zwischenstellung erklärbar ist.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Im Riffkalk ist ein größerer Eisengehalt oft in Form buntfärbenden Eisenoxyds vorhanden, bunter Riffkalk 1, *a*, *b*, *c* der Tabelle S. 36. Erwähnt wurde diese Fazies, die mit Lithodendronstruktur zusammen den „Tropf" bildet, vom obersten Teil der Steinplatte, S. 8, und vom untersten Teil des Riffkalkes auf der O-Seite der „Wilden Kirche", S. 24, sowie Profil 4, endlich als Grenzbildung auf der W-Seite derselben S. 25 Auch mergelige, geschichtete Einlagerungen können diese bunte Färbung zeigen, z. B. auf der Steinplatte die gelben Knollenkalke der Hohlkehle unter Punkt 3, S. 7, und an der „Wilden Kirche", O-Seite, Profil 4, 6 *m* mächtig, Profil 5 (9 *m*) und S. 24 (8 *m*). Es wird wahrscheinlich gelingen, alle diese Färbungsabstufungen im Sinne der Ostwaldschen Farbenlehre zu verstehen, vielleicht sogar auf einen Farbton und verschiedene Beimischung von weiß und grau (organische Substanzen) zurückzuführen. Es dürfte sich stets um Beimengungen von Eisenoxyd oder Eisenoxydverbindungen handeln. Besonders interessant macht diese Gesteine der Umstand, daß sie stets in stratigraphisch horizontalem oder vertikalem Sinne in peripheren Teilen der Riffe vorkommen. Sie scheinen sich dort zu bilden, wo ein größerer chersogener Eisengehalt des Meerwassers unter dem Sauerstoffreichtum des Gebietes der eigentlichen Riffkalke an der Sedimentbildung beteiligt war. Das Eisen tritt nicht wie beim Kössener Kalk unter Gegenwart von CO_2 oder reduzierenden organischen Substanzen als isomorphe Beimischung dem Kalzit bei, sondern es entsteht die höhere Oxydationsstufe, welche eben den Sedimenten die lebhafte Färbung verleiht. So erklärt es sich auch, daß der graue Übergangskalk der Tabelle, S. 36, fast ebensowenig $FeCO_3$ enthält wie der weiße Riffkalk, aber dafür reichlich Fe_2O_3, welches den geglühten Rückstand rot färbt. Es wurde schon darauf hingewiesen, daß er bezüglich seines Eisengehaltes eine Sonderstellung einnimmt. Er reiht sich dem bunten Riffkalk an.

2. Die heteropischen Bildungen in der Nachbarschaft der Riffe.

Der aus den Verhältnissen der Riffe abgeleitete Schluß, daß diese auf einem gleichmäßig sinkenden Meeresboden entstanden sind, ist auch für die Beurteilung der benachbarten heteropischen Bildungen maßgebend. Wenden wir zunächst das Verfahren an, wie es Wedekind (16), S. 44—46, für das rheinische Devon angewendet hat. Aus Abb. 4 und deren Erläuterung, S. 44, 45, geht unmittelbar hervor, daß sich während der Bildung von MU die Tiefe des Meeresbodens bei M von o bis $XY + o - MU$ vergrößert hat, wenn man nur annimmt, daß die Strecke MX eben war und blieb, also bei M keinerlei differenzielle Bewegungen in bezug auf die Riffbasis A, B stattgefunden haben. o ist hiebei die Wachstumstiefe der Korallen, XY die Mächtigkeit der benachbarten Riffmasse und MU die Mächtigkeit der heteropischen Sedimente in der Nachbarschaft des Riffes. Auch für jeden Punkt zwischen M und U, z. B. R, ergibt sich die Meerestiefe zur Zeit der Sedimentbildung an demselben aus $FX + o - MR$, das ist der Summe der zugehörigen Riffmächtigkeit und der Wachstumstiefe der Korallen, weniger der bis dahin angehäuften Sedimentmächtigkeit.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Nimmt man $o = 20$ *m* an, so ergibt sich aus Skizze T. 1 (Mächtigkeit der oben etwas ergänzten Riffmasse (Hahn [10] S. 347) 180 *m*, Profil 1: $f + g + h + i + j + k + l = 90$ *m*) während der Bildung von *f* bis *l* eine Meerestiefe von 20 *m* bis 110 *m*. Während einer so geringfügigen Senkung durchlief die Fauna die Stadien von der karpathischen über die Kössener bis zur Salzburg Fazies Suess'. *Plicatula intusstriata* Emmr. und *Lima punctata* Sow. lebten in zirka 20 *m* Tiefe, *Terebratula pyriformis* Sss., *Rhynchonella fissicostata* Sss. und *Spiriferina uncinata* Schafh. in zirka 20—30 *m* Tiefe, erst während der *Choristoceras*-Zeit hatte das Meer 85—110 *m* Tiefe. Bei allen diesen Werten gilt als Unsicherheit ± 10 *m*, da *o* nicht genau bekannt ist. Die Werte zwischen 20 *m* und 110 *m* leiden außerdem noch an der Unsicherheit, daß die zugehörige Riffmächtigkeit nur vermutet werden kann. Trotzdem bedeutet diese Erwägung einen großen Fortschritt gegenüber früheren Vermutungen. Naturgemäß unsicher werden ähnliche Erwägungen, wenn man Profil 2 am Fonsjoch mit dem Riff der „Wilden Kirche" in Beziehung bringt, denn hier ist der Abstand zwischen beiden größer und die Möglichkeit von Sonderbewegungen wächst. Trotzdem bietet auch dieses Vorkommen noch einen gewissen Grad der Wahrscheinlichkeit, besonders wenn man bedenkt, daß zur Zeit der Bildung der Basisschichten *i* des Riffkalkes wegen der durchgängigen Verbreitung der Thecosmilien in denselben keine nennenswerten Böschungen am Meeresgrunde vorhanden gewesen sein können. Die Ausgangswerte sind hier, wie aus der feldgeologischen Beschreibung hervorgeht, fast genau dieselben wie an der Steinplatte, analoge Formen lebten daher in ähnlichen Tiefen. Für *Spirigera oxycolpos* Sss. ergibt sich zirka 130 *m* Tiefe, wenn man die Mächtigkeit der zugehörigen Riffmasse mit 180 *m* veranschlagt. Eine weitere Folge dieser Überlegungen ist natürlich, daß über *f* der Steinplatte in Profil 1 und *i* am Fonsjoch in Profil 2 Lithodendronkalke fehlen müssen, was in beiden Fällen zutrifft. Tiefer kommen am Fonsjoch wiederholt Einschaltungen von Lithodendronkalken vor, an der Steinplatte wenigstens in der stratigraphischen Fortsetzung der Horizonte unter *f* gegen den Lachfeldkopf zu.

Am Fonsjoch können wir aber noch andere Ergebnisse gewinnen. Das herrschende Gestein über *i* ist schwarzer, dünnblätteriger Schiefermergel (Mergeltonschiefer Gümbels [61], S. 359). Die Vorherrschaft dieses Gesteins nimmt nach oben immer mehr zu, so daß man darin die „bathyale" Gesteinsfazies der rätischen Stufe (absolute Meerestiefe nur bis zirka 140 *m*!) erblicken kann. Nun erweisen sich die kalkigen Einlagerungen über *i*, besonders der helleren Kalke *k* und *m*, durch ihr mikroskopisches Gefüge eng verwandt mit dem Riffkalk; man wird also nicht fehl gehen, wenn man sie genetisch mit demselben verknüpft, d. h. ihr subklastisches Gefüge ist durch Anhäufung von Riffdetritus entstanden, welche durch periodische Einschwemmungen in das Gebiet der größtenteils chersogenen Sedimentation des Mergels zustande kamen, wobei, in den unteren Teilen der Schichtenfolge über *i* vielleicht vorherrschend, noch immer ein Anteil der Kalke ähnlich wie viele Kalke des unteren Rhät, welche der subklastische Beschaffenheit der detritogenen Kalke entbehren, entstanden sein kann. In dem Flachmeere,

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

in welchem die Riffe gediehen, gab es natürlich verschiedene Meeresströmungen, deren Verlauf von säkular sich ändernden Bedingungen abhängig war. Das Hineinpendeln solcher vom Riff kommenden, mit Riffdetritus beladenen Strömungen in ein Gebiet, in welchem sonst nur chersogenes Material von anders gerichteten Strömungen her gelangte, mußte den geforderten Gesteinswechsel hervorrufen. Die Trübung der rezenten Meere in der Umgebung der Korallenriffe durch deren Detritus ist eine bekannte Erscheinung (vgl. Walther [94], S. 929). Das wenige, was von den oberrhätischen Schichten, noch dazu tektonisch stark maskiert, bisher aufgefunden ist, erscheint natürlich nicht geeignet, die Richtung der Strömungen zu rekonstruieren. Vor allem ist die horizontale Gestaltung der Riffe viel zu wenig bekannt. Etwa eine Meeresströmung in O-W-Richtung von der „Wilden Kirche" zum Fonsjoch abzuleiten wäre vollkommen verfehlt.

Auch nördlich des N-Fußes des Riffes sind im oberen Rhät Gesteine vorhanden, welche durch ihre hellgraue Farbe und grobe Bankung schon makroskopisch mit dem Riffkalk verwandt sind; sie gleichen völlig den hellgrauen Übergangskalken der Riffböschungen. Vgl. Profil 6, bei der Schrambachalm. Von hier stammt der Schliff, welcher unter dem M. die subklastische Beschaffenheit am extremsten zeigt. So dem Kalke der eigentlichen Riffe ähnliche Gesteine gibt es S (W) des Südendes der „Wilden Kirche" nicht. Wenn also eine Einseitigkeit vorhanden ist, so nur in dem Sinne, daß der Riffdetritus mehr nach N (O) als nach S (W) ausgebreitet wurde. Es ist daher eher anzunehmen, daß die den Riffdetritus forttragenden Strömungen eine S-N- (bzw. W-O-)Komponente hatten. (Die eingeklammerten Richtungen beziehen sich auf die Richtungen nach Rückgängigmachung der Knickung der Karwendelvorgebirgsmulde.)

Schwarze, dünnblätterige Schiefermergel sind im oberen Rhät überhaupt verbreitet; schon der Ausdruck *Choristoceras*-Schiefer deutet darauf hin. Um so seltsamer berührt die fast rein kalkige Entwicklung des oberen Rhät an der Steinplatte und einem Teil der Kammerkehr-Sonntagshorngruppe überhaupt, die Kössener Kalke Hahns (10), S. 345, deren Verbreitung dieser auf dem Kärtchen S. 408, Fig. 15, darstellt. Sie umgeben vielfach, aber nicht überall, die Riffe. Die Erklärung als von Meeresströmungen abhängige, aus Riffdetritus gebildete Kalke liegt nahe und wird durch die mikroskopische Beschaffenheit derselben an der Steinplatte bestätigt. Vgl. S. 41. Wir dürfen hier wie am Fonsjoch nicht vergessen, daß zwar das Vorhandensein des Riffdetritus in den Kalken ein Beweis für ihre mit den Riffen in Zusammenhang stehende Bildung ist, nicht aber die Abwesenheit mikroskopisch sichtbaren Riffdetritus für das Gegenteil. Die Erkennbarkeit dieser Einschwemmungen ist natürlich durch den Kristallisationsgrad der Kalke begrenzt. Was in der Größenordnung den die Kalke zusammensetzenden Kalzitkriställchen nahe kommt (etwa 1 μ!), kann natürlich texturell nicht mehr hervortreten. Es können also auch Gesteine, die keine erkennbaren, vom Riff stammenden Partikel mehr enthalten, sehr wohl noch einen Teil ihres Kalkes von demselben empfangen haben.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

3. Entstehung der Schichtung der oberrhätischen Sedimente.

Hier verdient auch die Schichtung der oberrhätischen Gesteine Erwähnung, deren bei der Beschreibung der Aufschlüsse öfter gedacht wurde. Die knollige Beschaffenheit der Schichtfläche bzw. Schichten fällt hier, weil ich sie für diagenetisch halte (S. 43), außer den Bereich der Erörterung. Im oberen Rhät kommt die Schichtung überall durch Schwankungen des Tongehaltes (Ton im weitesten Sinne) zustande, sei es, daß Kalke zurücktretend in Schiefermergeln liegen, wie Profil 2 *l*, oder Mergel bilden Zwischenlagen in Kalken, wie Profil 2 *m*, *k*, Profil 1 *f*, *i*—*l*. Genetisch gesprochen bedeutet dies ein Schwanken zwischen chersogenem und thalattogenem Anteil. In dem letzteren haben wir für die Profile 1 und 2 eine allochthone, von den Riffen stammende Komponente erkannt und eine autochthone, nach Art der unteren Rhätkalke entstandene, wenigstens vermutet. Wenn periodische Einschwemmungen von Riffdetritus die Kalkeinlagerungen im oberen Rhät im großen bewirkte, ist es naheliegend anzunehmen, daß diesen Perioden kleinere, ebenfalls periodische Schwankungen der Meeresströmungen interponiert waren, welche die Kalk-Mergelwechsellagerung im kleinen schufen. Es ist hiebei immer nicht nur an den Ausfall von Riffdetritus, sondern gleichzeitig an den Ersatz desselben durch chersogenen Detritus von anderen Strömungen her zu denken. Es wäre die von Heim (09), S. 334, für Ablagerungen von weit ausgedehnter Regelmäßigkeit abgelehnte Möglichkeit Nr. 3. Die hier erörterten Ablagerungen gehören nicht zu ihnen, und da wir nur an Schwankungen der Strömungen denken, ist Periodizität der festländischen Abspülung, die Heim als unwahrscheinliches Postulat betrachtet, durchaus keine unbedingte Notwendigkeit. Waren säkulare geologische Veränderungen die Ursache der großen Perioden, so bleibt für die kleinen Perioden allerdings nur ein vor allem klimatisch bedingter Ursachenkomplex, der in seiner speziellen Wirkungsweise für uns noch nicht durchblickbar ist. Klimatisch bedingte kurzphasige Schwankungen der Meeresströmungen sind heute sicher erwiesen. Inwiefern auch noch die autochthone Kalkkomponente hiebei interferierte, kann vorläufig nicht entschieden werden.

Das Gesagte gilt für die Ablagerungen in der Nachbarschaft der Riffe (Profil 1 und 2), besonders für die „Kössener Kalke" Hahns. An den Riffböschungen selbst beobachtet man, wie mergelige Zwischenlagen allmählich vor den durchaus massigen Riffkernen aufhören, vgl. besonders Tafel 1. Nur an kleinen Riffen (Tafel 1, Punkt 7, 8) dringen die Zwischenlagen bis ins Innere vor. Auch das Aufhören der Zwischenlagen an den großen Riffen ist als Verlegung der Grenze zweier Strömungen zu verstehen, von denen die eine, mit chersogenem Material beladene, bisweilen in das Gebiet der anderen, Riffdetritus führenden, hineinpendelte, ohne aber die steilen Böschungen ganz zu erobern. Es ist hier besonders klar, daß diese Unterbrechungen nichts mit periodisch aussetzender Kalkbildung an den Riffen zu tun hat, denn dann müßte sich eine Diskontinuität ohne Mergelbesteg auch ins Innere der Riffe fortsetzen. Es ist nicht denkbar, daß solche regionale Hemmungen und Förderungen der Kalkbildung nicht auf den Riffen irgendwie als

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Schichtung hervortreten würde. Aber nichts derartiges ist bekannt, auch Wähner (03 *a*) berichtet nichts darüber. Dieser Umstand ist sogar ein Grund für die Annahme, daß die autochthon thalattogene Komponente auch bei der Entstehung der Schichtung der heteropischen Sedimente in der Umgebung des Riffes keine wesentliche Rolle spielte.

4. Die Wirkung der Riffe als präliassische Erhebungen am Meeresgrunde auf die liassische Sedimentation.

Schließlich mußten die Riffe nicht nur die gleichzeitigen heteropischen Bildungen beeinflussen, sondern auch die jüngeren Liassedimente, denn sie überragten bei Beginn der Liaszeit den umgebenden Meeresboden als Hügel und vielfach gelappte Plateaus. Wir haben also die seltene Gelegenheit, einmal die Wirkung eines sicher älteren Reliefs am Meeresboden auf die jüngere Sedimentation zu beobachten. Schon an den kleinen Riffen (S. 11), welche nicht bis an die Liasgrenze fortwuchsen, kann man feststellen, daß die Unebenheit durch kleine Mächtigkeitsschwankungen der folgenden nächstjüngeren Sedimente bald wieder ausgeglichen wird. Auf der W-Seite der Steinplatte ist der Rhät-Lias-Kontakt und der unterste Lias nicht mehr vorhanden, dagegen bietet die W-Seite der „Wilden Kirche" günstige Verhältnisse. (Vgl. auch Abb. 4, Stadium 5 bis 7, für welche die Verhältnisse der „Wilden Kirche" zugrunde gelegt sind.)

Wir betrachten zunächst die obere Riffgrenze selbst. Diese zeigt im oberen Teil der S-Böschung eine eigentümlich grobhöckerige Beschaffenheit. Die Erscheinung wird nach S zum Profil 4, S. 22, deutlicher. Sie erklärt sich als submarine Ätzfläche. Vgl. Arn. Heim (24), S. 7. Wegen der Böschung blieb hier längere Zeit kein Sediment liegen, so daß das kohlensäurehaltige Meerwasser lösend wirken konnte. Dann kam die reichliche Abscheidung von eisenreichen Verbindungen aus dem Meerwasser, welche sich hier direkt auf den Riffkalk legten. Die N-Böschung blieb, wenn unsere stratigraphische Deutung S. 31 richtig ist, zwar nicht sedimentfrei, aber es bildeten sich vor der Brauneisenausscheidung nur wenige Dezimeter tonärmeren Liaskalkes, da die Böschung der Anhäufung ebenfalls ungünstig war (S. 30). Außerhalb des Riffes und vermutlich auch auf den ebenen Rücken desselben dagegen blieben während dieser Zeit einige Meter Sediment liegen. Bei Beginn der liassischen Sedimentation waren absterbende oder abgestorbene Thecosmilienrasen nur auf dem S-Teil des Riffrückens vorhanden, so daß sie nur hier in rotes liassisches Sediment eingebettet werden konnten, bzw. der ihre Lücken ausfüllende Schlamm die rote Eisenfärbung der Liassedimente annehmen konnte. Übrigens muß im allgemeinen der Riffkalk zu Beginn der roten Sedimentation schon ziemlich verfestigt gewesen sein; darauf deutet die höckerige Ätzfläche, sowie die meist scharfe Farbgrenze der Lias- und Rhätsedimente. Daß subfossile Korallenrasen im Meerwasser klingend hart und brüchig werden können, hat Walther (94), S. 707, gezeigt. Die Thecosmilienrasen konnten also nach der vermutlichen Senkung zu Beginn des Lias im abge-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

storbenen Zustande noch am Meeresboden fortbestehen und eingebettet werden. Vgl. auch Wähner (03 *b*), S. 2—3. Eine gewisse Unsymmetrie aller dieser Erscheinungen (Ätzfläche und Tropf nur auf der S-Seite des Riffes, Ausfall des untersten Lias auf der S-Seite, nur Reduktion auf der N-Böschung) läßt, abgesehen davon, daß wir die genaue Profillinie des Riffes nicht kennen, vielleicht auf Meeresströmungen mit S-N- (bzw. bei rückgängig gemachter Knickung der Karwendelvorgebirgsmulde W-O-) Komponente schließen; so daß einerseits schon im obersten Rhät die Korallen auf der S(W)-Seite besser gediehen, und dann im untersten Lias die S-Böschung stärker gefegt wurde als die N-Böschung, in Übereinstimmung mit den schon S. 56 aus der einseitigen Anhäufung des Riffdetritus im Rhät gezogenen Schluß.

Nur Meeresströmungen ermöglichen endlich die weitreichende horizontale Wirkung der präliassischen Erhebung auf die Faziesverhältnisse des Lias, außerhalb des eigentlichen Riffbereiches, die sich aus den Profilen 7 bis 12 ergibt und S. 31 bereits zusammengefaßt wurde. Ein genauerer Einblick in den Mechanismus der Vorgänge ist allerdings noch nicht möglich. Um die Begünstigung der Krinoiden- und Brachiopodenfauna mit der Annäherung an das Riff von W her zu erklären, hat man sich zu erinnern, daß diese Planktonfresser von planktonreicheren Meeresströmungen abhängig waren, welche sehr wohl in ihrem Verlauf durch die Erhebung des Riffes begrenzt sein konnte. Endlich mußte diese Erhebung die Sedimentation ähnlich beeinflussen, wie etwa ein hervorragender Gegenstand im Winde ein stärkeres Fegen des Bodens auf seiner Luvseite und Dünnensandhügel auf der Leeseite hervorruft. Damit wäre auch eine Erklärung des allmählichen Auskeilens von α_1 von W her mit Annäherung an das Riff angebahnt.

5. Vergleich mit anderen, fossilen und rezenten Riffbildungen.

Nachdem wir die paläogeographischen Bedingungen der oberrhätischen Riffe soweit als möglich aufgeklärt haben, erübrigt es, unter den fossilen und rezenten Bildungen nach Vergleichsobjekten zu suchen.

Vor allem verdienen die ladinischen Riffkalke und Dolomite der S-Alpen, die als Gegenstand verschiedener Theorien in der geologischen Literatur seit langem eine Rolle spielen, beachtet zu werden. Die Ansicht Moijsisovics' (79), daß hier steilgeböschte Riffe im Darwinschen Sinne vorhanden sind, ist durch spätere Untersuchungen wohl als widerlegt anzusehen. Daß die Cipitkalke ähnlich im oberen Rhät der N-Alpen wiederkehren, wurde schon erwähnt, aber auch was die jüngere Forschung an den größeren Kalk- und Dolomitmassen von ursprünglichen, exogen entstandenen Böschungen übriggelassen hat, stimmt sehr gut mit den Profilen unserer oberrhätischen Riffe überein. Vgl. Klebelsberg (11). Es hat somit die größte Wahrscheinlichkeit für sich, daß die ladinischen Riffe zwar im Salomonschen Sinne weitreichende Platten waren, welche aber in die benachbarten heteropischen Sedimente mit höchstens 32° geneigten Böschungen übergingen, so daß für diese heteropische Grenze

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

die Anschauung Moijsisovics' noch eine, wenn auch beschränktere Gültigkeit behält.

Ganz ähnlich liegen die Verhältnisse für den norischen Hochgebirgskorallenkalk der N-Alpen und seine Äquivalente, nur daß sich dieser durch die reichliche Führung von Korallen noch mehr unseren oberrhätischen Kalken nähert. Der rhätische Anteil dieser Kalke ist oft nicht abtrennbar und die rhätischen Sedimente in ihrer verschiedenartigen Ausbildungsweise erscheinen nur als kurzes Nachspiel der viel großartigeren Verhältnisse der norischen Stufe. Es mag von geplanten weiteren Arbeiten vorweggenommen werden, daß ein Schliff der obersten norischen Dachsteinkalke unter der Steinplatte subklastische Struktur zeigt. Überhaupt dürfte das Studium der Riffbildungen in fast allen Stufen der ostalpinen Trias den richtigen Ausgangspunkt für das Verständnis der Sedimente bilden.

Vergegenwärtigen wir uns nochmals die wichtigsten Bildungsumstände der oberrhätischen Riffe. Allmähliche, von keiner Hebungsperiode unterbrochene Senkung des Bodens eines warmen, mit dem offenen Ozean nur unvollkommen verbundenen Meeres. Infolge der verhältnismäßig geringen Kraft der Wogen reichliche Verbreitung ästiger Korallenformen auf dem Riff, deren Lücken durch feinsandige Aufbereitungsprodukte gefüllt werden. Feinsande, etwas geschlämmt, bedecken auch die höchstens unter 32° geneigten Flanken. In dem umgebenden Meer von höchstens 130 *m* Tiefe ermöglicht der durch den Abschluß vom offenen Ozean hervorgerufene Sauerstoffmangel die Sedimentation organische Substanzen führenden Schlammes. Der Wachstumsprozeß der Riffe dauert nur so lange an, daß Hügel und Plateaus entstehen, welche die umgebende Region nirgends um mehr als 100 *m* überragen.

Suchen wir nach rezenten Vergleichsobjekten, so müssen wir die petrographische Zusammensetzung vor allem aus den Augen lassen. Derartige Feinsande als Bildner ganzer Riffe sind rezent in der mir zur Verfügung stehenden Literatur nicht zu finden. Den üblichen Korallensanden kommen höchstens die Gesteine der obersten Schichten der Riffböschungen nahe. Zum Teil mag dies seinen Grund darin haben, daß fast an allen rezenten Riffen junge Hebungen vor sich gegangen sind, wodurch diagenetisch bereits erhärteter Fels durch die Meereswogen aufgearbeitet werden konnte. Bei den rezenten, durch dauernde Senkung entstandenen Hochseeriffen, wie Funafuti, welche gerade die meiste Aufmerksamkeit erregt haben, gehen außerdem die Riffsedimente in an planktonischen Organismenresten reiche Tiefseesedimente über, nicht in ungenügend durchlüftete Flachseeablagerungen, wie bei den rhätischen Riffen, auch ist mir bei jenen nirgends eine so gleichmäßige, 32° nicht übersteigende Böschung bekannt wie bei diesen.

Eher könnte man bei den Flachsee- oder Fleckenriffen nach Andrée (20), S. 160—163, obwohl sie an stationäre oder Hebungsgebiete gebunden sein sollen, nach Vergleichspunkten suchen. Was Ortmann (92) von Dar-es-Salaam und Voeltzkow (01) von der Aldabrainsel beschrieben hat, sind unbedeutende Kolonien von Riffbildnern auf älterem Kalkstein, dessen Entstehung nicht außer Zweifel steht. Aber bei den Riffen der Bai von Batavia und anderen Teilen des Sundaarchipels, welche von

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Sluiter (89) beschrieben wurden, liegt der Vergleich mit unseren oberrhätischen Riffen nahe. Sie beginnen ihr Wachstum von einem mit chersogenem Tonschlamm bedeckten, höchstens 20 Faden tiefem Meeresgrunde, erreichen allmählich den Wasserspiegel und überragen ihn schließlich unbeträchtlich. Alle diese Stadien konnten beobachtet werden. Der Durchmesser der Riffe beträgt 20—500 *m*. Die Neubesiedlung durch Riffbildner verfolgte Sluiter besonders im Gebiete von Krakatau nach der weltbekannten Katastrophe von 1883. Die ersten Ansiedler waren rasch wachsende Formen der *Hexacorallia*, wie *Madrepora*, *Porites*, aber auch *Alcyonaria*, die einen wesentlichen Teil des Riffmaterials liefern sollen. Durch Bohrungen bei Padang auf Sumatra ist festgestellt, daß unter einem bereits 300 *m* im Durchmesser betragenden Riff überall chersogener oder von vulkanischen Eruptionen herrührender Schlamm liegt. Bimssteine, Muschelschalen usw. dürften die ersten Anheftungspunkte gewährt haben. Alles das stimmt mit den Verhältnissen der kleinen oberrhätischen Riffe überein, für deren Entstehung die Annahme einer Senkung nicht wesentlich ist, ganz abgesehen davon, daß eine kleine Senkung auch in der Bai von Batavia möglich ist. Würde dort der Meeresgrund zu sinken beginnen, bzw. weitersinken, dann könnte auch etwas zustande kommen, was unsern großen oberrhätischen Riffen ähnelt, wie sie an der Steinplatte und „Wilden Kirche" aufgeschlossen sind. Ähnlich wie im oberen Rhät würden sich auch hier die Verhältnisse denen des offenen Meeres nähern; wie sich dort *Globigerina* und *Choristoceras* einstellten, würden hier rezente Formen der Hochsee erscheinen. Leider ist die Beschreibung, die Sluiter von den Bohrkernen von Padang gibt, nicht hinreichend, um den Vergleich auf die petrographische Beschaffenheit der Riffsedimente auszudehnen. Auch die Sedimentation auf den umgebenden Meeresgründen wird nicht genau auseinandergesetzt und es ist nichts darüber gesagt, inwiefern diese von den Riffen petrographisch beeinflußt werden; gar nichts endlich erfährt man über die Böschungsverhältnisse der Riffflanken.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Literaturverzeichnis.

1. Paläontologische Bestimmungsliteratur.

Diese stand mir leider nur unvollkommen zur Verfügung.

a) Rät.

Frech, 1890. Die Korallenfauna der Trias. I. Die Korallen der juvavischen Triasprovinz. Palaeontographica, Bd. XXXVII, S. 1.

Frech, 1904. Neue Zweischaler und Brachiopoden aus der Bakonyer Trias. Result. d. wissensch. Erf. d. Balatonsees, I. Bd., 1. Teil, paläontologischer Anhang.

Goldfuß, 1826—1844. Petrefacta Germaniae, I.—III. Teil. Arnz u. Comp., Düsseldorf.

Haas, 1909. Bericht über neue Aufsammlungen in den Zlambachmergeln der Fischerwiese bei Alt-Aussee. Beitr. z. Pal. u. Geol. Österr.-Ung. usw. XXII, S. 144 u. S. 347.

Moore, 1861. On the Zones of the lower Lias and the Avicula contorta. Quart. Journal of the Geol. Soc., Bd. XVII, S. 483 u. Pl. 15, 16.

Oppel-Sueß, 1856. Über die mutmaßlichen Äquivalente der Kössener Schichten in Schwaben. Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss., math.-naturw. Kl., Bd. XXI, S. 535. Wien.

Schafhäutl, 1851. Über einige neue Petrefakten des südbayrischen Vorgebirges. Neues Jb. f. Min., S. 407.

Schafhäutl, 1853. Beiträge zur näheren Kenntnis der bayrischen Voralpen (Forts.). Neues Jb. f. Min., S. 299.

Stoppani. 1860—1865. Géologie et paléontologie des couches à avicula contorta en Lombardie. Paléontologie lombarde ou description des fossiles, publiée à l'aide de plusieurs savants par l'abbée Ant. Stoppani (3e Série). Milan. Imprimerie de Jos. Bernardori.

Sueß, 1854. Über die Brachiopoden der Kössener Schichten. Denkschr. d. Akad. d. Wiss., math.-naturw. Kl., VII. Bd., S. 29, Wien.

Waagen, 1901. Der Formenkreis der *Oxytoma inaequivalve* Sow. Jb. d. geol. R. LI, S. 1.

Winkler, 1861. Der Oberkeuper nach Studien in den bayrischen Alpen. Zeitschr. der deutschen geol. Ges., XIII. Bd. S. 459, T. V—IX.

Zugmayer, 1880. Untersuchungen über rhätische Brachiopoden. Beitr. z. Pal. Österr.-Ung. usw., Bd. I, S. 1.

b) Lias.

Buckman, 1909—1919. Yorkshire type Ammonites, Vol. I, II. Wesley and Son. London.

Geyer. 1886. Über die liasischen Chephalopoden des Hierlatz bei Hallstatt. Abh. d. geol. Reichsanst., Bd. XII, S. 213.

Geyer, 1893. Die mittelliasische Cephalopoden-Fauna des Hinter-Schafberges in Oberösterreich. Abh. d. geol. Reichsanst., Bd. XV, S. 1.

Hauer, 1856. Über die Cephalopoden aus dem Lias der nordöstlichen Alpen. Denkschr. d. Akad. d. Wiss., math.-naturw. Kl. XI, S. 1, Wien.

Haug, 1885. Beiträge zu einer Monographie der Ammonitengattung *Harpoceras*. Neues Jb. f. Min., Beil.-Bd. III, S. 585.

Haug, 1887. Über die „*Polymorphidae*", eine neue Ammonitenfamilie aus dem Lias. Neues Jb. f. Min., 1887. II. Bd., S. 89.

Neumayr, 1879. Zur Kenntnis der Fauna des untersten Lias in den Nordalpen. Abh. d. geol. Reichsanst., VII. Bd., Wien.

Quenstedt, 1849. Petrefactenkunde Deutschlands. I. Die Cephalopoden. Fues. Tübingen.

Quenstedt, 1858. Der Jura. Laupp, Tübingen.

Rosenberg, 1909. Die liasische Cephalopodenfauna der Kratzalpe im Hagengebirge. Beitr. z. Pal. u. Geol. Österr.-Ung. XXII, S. 193, T. X—XVI.

Wähner, 1882—1898. Beiträge zur Kenntnis der tieferen Zonen des unteren Lias in den nordöstlichen Alpen. Beitr. z. Pal. u. Geol. Österr.-Ung., Bd. II—VI, VIII—IX und XI.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Wright, 1878—1886. Monograph on the Lias Ammonites of the british Islands. Palaeontographical Society, London.

Zittel, 1881—1885. Handbuch der Paläontologie. II. Bd. *Mollusca* u. *Arthropoda*.

2. Das Arbeitsgebiet betreffende und im Text zitierte Literatur.

Ampferer, 1924. Beiträge zur Auflösung der Mechanik der Alpen. 1. Forts. Jb. d. geol. Bundesanstalt, LXXIV, S. 35.

Ampferer-Ohnesorge, 1912. Geologische Spezialkarte der österr.-ung. Monarchie. Blatt Innsbruck und Achensee. Geol. Reichsanst., Wien.

Ampferer-Ohnesorge, 1924. Erläuterungen zur geol. Spezialkarte der Republik Österreich. Innsbruck-Achensee. Geol. Bundesanstalt, Wien.

Andrée, 1916. Wesen, Ursache und Arten der Schichtung. Geol. Rundschau, Bd. VI, S. 351.

Andrée, 1920. Geologie des Meeresbodens. II. Bd. Borntraeger, Leipzig.

Berckhemer, 1923. Kryptoolith und Stromatolith im Massenkalk des weißen Jura. Centralblatt f. Min., S. 15.

Biedermann, 1914. Physiologie der Stütz- und Skelettsubstanz. Handbuch d. vergl. Physiologie von Winterstein, III. Bd., 1. Hälfte, 1. Teil, S. 319. Fischer, Jena.

Born, 1925. Gefügestudien an Gesteinen des varistischen Gebirges. Beiträge zum Mechanismus der Gebirgsbildung. Neues Jb. f. Min., Beil.-Bd. LII, S. 123.

Bubnoff, 1922. Die Methode der Granitmessung und ihre bisherigen Ergebnisse. Geol. Rundschau, XIII, S. 151.

Cayeux, 1916. Introduction à l'étude pétrographique des roches sédimentaires. Texte, Atlas. Mémoire de la carte géol. détaillée de la France, Paris.

Cayeux, 1921. Existence de nombreux spicules d'Alcyonaires dans les minerais de fer jurassique de France. Comptes rendus de l'académie d. s. 172, S. 987.

Clark, 1887. Über die geologischen Verhältnisse der Gegend nordwestlich vom Achensee mit besonderer Berücksichtigung der Bivalven und Gsteropoden des unteren Lias. Dissertation, München.

Dacqué, 1921. Vergleichende biologische Formenkunde der fossilen niederen Tiere. Borntraeger, Berlin.

Daubrée, 1880. Synthetische Studien zur Experimental-Geologie. Autorisierte deutsche Ausgabe von Dr. Adolf Gurlt. Vieweg und Sohn, Braunschweig.

Gümbel, 1861. Geognostische Beschreibung des bayerischen Alpengebirges und seines Vorlandes. Perthes, Gotha.

Hahn, 1910. Geologie der Kammerker-Sonntagshorngruppe. I. u. II. Teil. Jb. d. geol. Reichsanst., Bd. LX, S. 311 u. 637.

Hahn, 1913. Geologie des oberen Saalachgebietes zwischen Lofer und Diesbachtal. Jb. d. geol. Reichsanst., LXIII, S. 1.

Heim, 1909. Gedanken über Schichtung. Vierteljahrsschr. der Naturf. Ges. in Zürich, LIV. Jahrg., S. 330.

Heim, 1924. Über submarine Denudation und chemische Sedimente. Geol. Rundschau, XV, S. 1.

Hlauschek, 1922. Beobachtungen über das Lagerungsverhältnis des Hierlatzkalkes zum Dachsteinkalk im Dachsteingebirge. „Lotos" LXX, S. 111.

Kayser, 1921. Lehrbuch der Geologie, I. Bd. Allgemeine Geologie I. Enke, Stuttgart.

Klebelsberg, 1911. Neuere geologische Forschungen, die SO-Tiroler Dolomiten betreffend. Mitteilungen der geol. Ges. IV, S. 156, Wien.

Krech, 1909. Beitrag zur Kenntnis der oolithischen Gesteine des Muschelkalkes um Jena. Jb. d. k. Preuß. geol. Landesanst., Bd. XXX, Teil 1, S. 59.

Kükenthal, 1925. *Octocorallia* in „Handbuch der Zoologie" von Kükenthal-Krumbach. I. Bd., 5. u. 6. Lfg.

Kumm, 1925. Über die Entstehungszeit der Eindrücke und ihre geologische Bedeutung unter besonderer Berücksichtigung oolithischer Gesteine. Geol. Rundschau XVI, S. 178 u. 257.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Leuchs, 1925. Lithogenetische Untersuchungen in den Kalkalpen. Centralblatt f. Min. B. S. 213.

Mojsisovics, 1879. Die Dolomitriffe von Südtirol und Venetien. Hölder, Wien.

Ogilvie, 1894. Coral in the Dolomites of South Tyrol. Geol. Magazin, London.

Ortmann, 1892. Die Korallriffe von Dar-es-Salaam und Umgegend. Zool. Jahrbücher, Abt. f. Systematik usw. VI. Bd. Fischer, Jena.

Pratje, 1924. Korallenbänke in tiefem und kühlem Wasser. Centralblatt f. Min., S. 410.

Rosenberg, 1909. Die liasische Cephalopodenfauna der Kratzalpe im Hagengebirge. Beitr. z. Pal. u. Geol. Österr.-Ung., XXII, S. 193, T. X—XVI.

Rothpletz, 1894. Ein geologischer Querschnitt durch die Ostalpen nebst Anhang über die sogenannte Glarner Doppelfalte. Schweizerhart, Stuttgart.

Salomon, 1895. Geologische und paläontologische Studien über die Marmolata. Palaeontographica XLII, S. 1.

Salomon, 1908. Die Adamellogruppe. Abhandlungen der geol. Reichsanst. XXI, S. 400.

Schindewolf, 1922. Beiträge zur Kenntnis der Kramenzelkalke und ihre Entstehung. Geol. Rundschau XII, S. 20.

Sluiter, 1889. Einiges über die Entstehung der Korallenriffe in der Javasee und Branntweinsbai und über neue Korallenbildungen bei Krakatau. Natuurkundig Tijdschrift voor Nederlandsch Indie XLL, Batavia-Nordwijk, S. 360.

Spengler, 1919. Die Gebirgsgruppe des Plassen und des Hallstätter Salzberges. Jb. d. geol. Reichsanst. LXVIII, S. 285.

Stieler, 1922. Ein Beitrag zum Kapitel Klüfte. Centralblatt f. Min., S. 664 u. 703.

Suess-Mojsisovics, 1868. Studien über die Trias und Jurabildungen in den östlichen Alpen II. Gebirgsgruppe des Osterhorn. Jb. d. geol. Reichsanst. XVIII. S. 167.

Voeltzkow, 1901. Über Coccolithen und Rhabdolithen nebst Bemerkungen über den Aufbau und die Entstehung der Aldahra-Insel. Abhandlungen der Senckenbergischen Naturfr. Ges. XXVI, S. 467, Frankfurt a. M.

Wähner, 1886. Zur heteropischen Differenzierung des alpinen Lias. Verh. d. geol. Reichsanst. S. 168 u. 190.

Wähner, 1903 a. Das Sonnwendgebirge im Unterinntal. Ein Typus alpinen Gebirgsbaues. I. Teil. Deuticke, Leipzig-Wien.

Wähner, 1903 b. Exkursion nach Adnet und auf den Schafberg. IX. intern. Geologenkongreß. Führer für die Exkursion in Österreich Nr. IV.

Wähner, 1917. Zur Beurteilung des Baues des mittelböhmischen Faltengebirges. Jb. d. geol. Reichsanst. LXVI, S. 1.

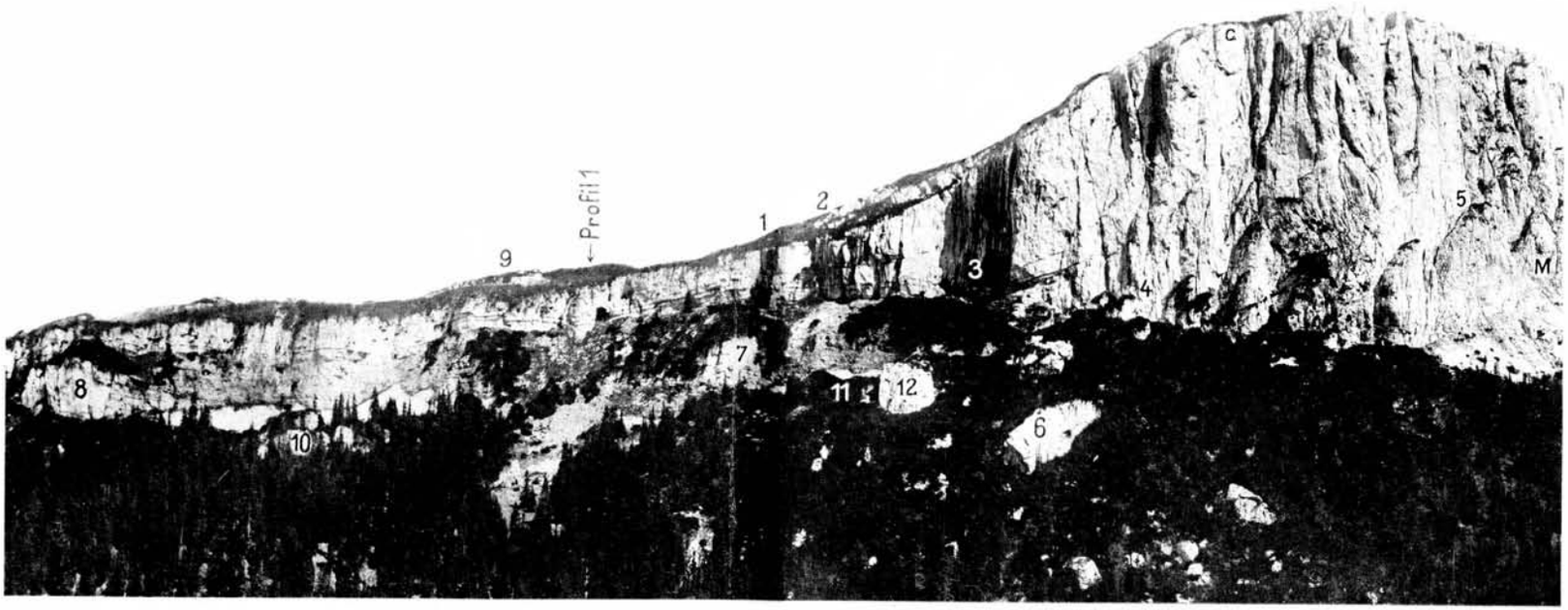
Walther, 1894. Einleitung in die Geologie als historische Wissenschaft. Bd. I—III. Fischer, Jena.

Wedekind, 1916. Über die Grundlagen und Methoden der Biostratigraphie. Borntraeger, Berlin.

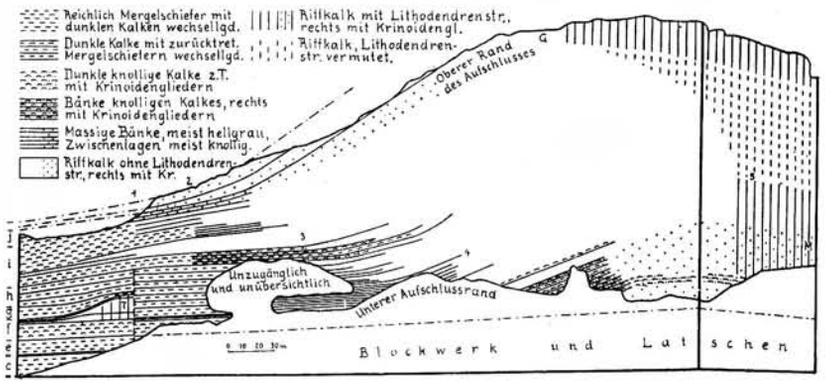
Wetzel, 1923. Sedimentpetrographie. Fortschritte der Min., Kristallogr. u. Petrographie, VIII. Bd., S. 101.

Wolf, 1922. Beiträge zur Kenntnis der eiszeitlichen Vergletscherung des Achenseegebietes in Tirol. Mitteilungen der geogr. Ges. München XV, S. 145.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at



Tafel Ib.



Tafel Ia. Der Fazieswechsel auf der W-Seite der Steinplatte vom Grünwaldspitz aus. Vgl. S. 3—4

Tafel Ib. Obige Photographie, zur Erläuterung als Blockdiagramm aufgefaßt. Vgl. S. 3—4

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt

Jahr/Year: 1926

Band/Volume: 76

Autor(en)/Author(s): Vortisch Wilhelm

Artikel/Article: Oberrhätischer Riffkalk und Lias in den nordöstlichen Alpen: I. Teil 1-64