



JAHRESMITTEILUNGEN

NATUR  
UND  
MENSCH

2012

**2012 NATUR  
UND  
MENSCH**



**JAHRESMITTEILUNGEN**  
der  
Naturhistorischen Gesellschaft  
Nürnberg e.V.

**Gottfried Hofbauer**

## **Verwitterungsformen an Dolomit-Felsen der Frankenalb**

### **1. Einleitung**

Felsen und Felsgruppen mit oft bizarr erscheinender Gestalt sind charakteristische Elemente im morphologischen Formenschatz der Frankenalb. Man findet sie nicht nur entlang der Täler, sondern auch auf den Hochflächen, wo sie mit ihrem meist hellen Gestein auch in besonderer Weise zum Farbenspektrum der Landschaft beitragen.

In einem Projekt der Geologischen Abteilung der NHG Nürnberg wurde der Frage nachgegangen, ob es an den Oberflächen dieser Felsen wiederkehrende Muster gibt. Weiter galt es, eine Vorstellung von den dahinter wirksamen Prozessen und ein Urteil darüber zu gewinnen, ob es sich dabei um fossile Formen oder Ausdruck gegenwärtiger aktiver Verwitterung handelt.

Der Formenschatz der Felsen wird gegenwärtig nahezu ausschließlich auf Karstprozesse zurückgeführt, gleich ob es sich um Kalk- oder Dolomitstein handelt. Fragen nach einem möglicherweise unterschiedlichen Verwitterungsverhalten werden zumeist nur in Hinblick auf die chemische Löslichkeit angesprochen (PFEFFER 1981-2010, TRAPPE 2011, KOCH 2011 und zahlreiche andere Arbeiten). Die von uns beobachteten und hier vorgestellten morphologischen Elemente sprechen jedoch – was die frei den atmosphärischen Wirkungen ausgesetzten Felsgruppen betrifft – für eine Dominanz physikalischer Verwitterungseffekte: Abschuppung (Desquamation), Waben- und Lochverwitterung, Gefügezerstörung an Sickerwasser-Austritten und Salzverwitterung. Das sind

Prozesse, wie man sie auch von der Verwitterung nicht verkarstungsfähiger Sandsteine oder Tiefengesteine kennt.

Das beobachtbare Spektrum von Felsoberflächen belegt weiterhin eine beträchtliche rezente Dynamik. Selbst jene Oberflächen, die gegenwärtig stabilisiert und passiv erscheinen, sind dies nur temporär. Somit ist auch kaum zu erwarten, dass sich an Felsgruppen irgendwelche Formen oder Flächen aus früheren erdgeschichtlichen Bildungsphasen unverändert erhalten finden.

Ausgangspunkt der Entwicklungsgeschichte der Frankenalb ist die Entstehung der Kalkgesteine am Grunde eines Schelfmeeres im Oberjura. Mit dem Rückzug des Meeres am Ende der Jurazeit muss ein großer Teil der Kalkgesteine schon zu Dolomit umkristallisiert gewesen sein – es gibt keine Autoren, die für eine spätere, festländische Umwandlung argumentieren. Lange Festlandszeiten in der Unteren Kreide, eine erneute Überflutung und Überdeckung mit Sedimenten in der Oberen Kreide, sowie die anschließende Wieder-Freilegung der jurassischen Karbonate lassen sehr viel Zeit für morphologische Prozesse verschiedenster Art, wobei tiefgreifende Verkarstung sicher eine sehr bedeutende Rolle gespielt hat – zur Landschaftsgeschichte der Alb siehe unter den neueren Publikationen die allgemein verständlichen Arbeiten von PETEREK 2008, SCHIRMER 2008 (beide mit interessanten Variationen im gleichen Band), oder die sedimentologischen Untersuchungen von TRAPPE 2011; dort finden sich auch umfangreiche weitere Literaturhinweise.

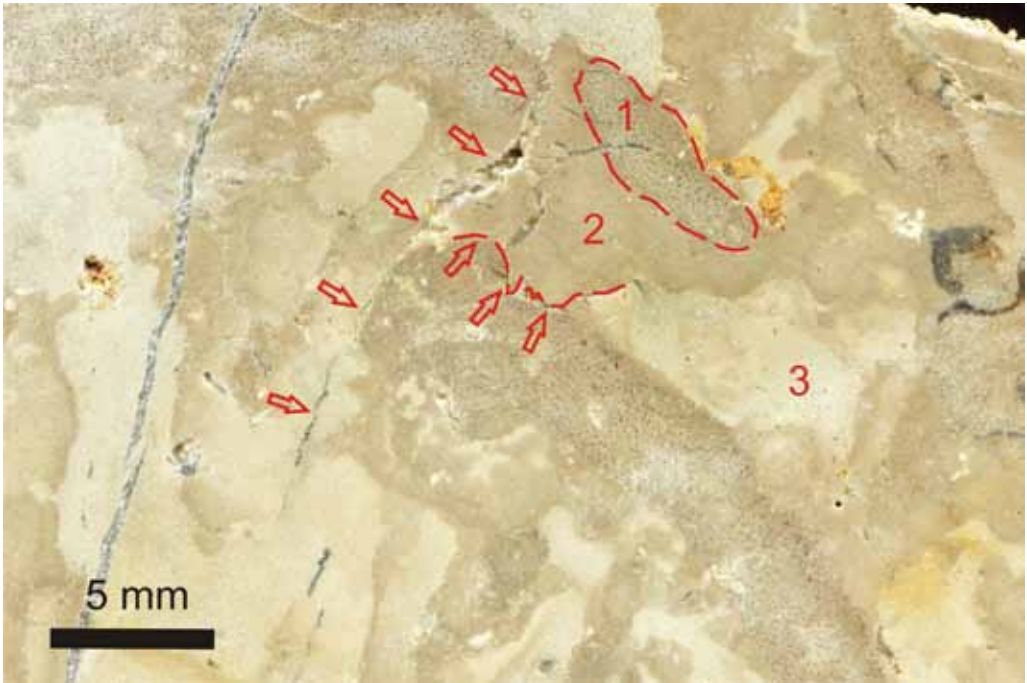


Abb. 1: Kalkstein mit Resten von Schwämmen: (1) mit noch erkennbarer Gewebetextur, (2) mit nicht mehr erkennbarer Gewebetextur (Thrombolith). In beiden Fällen wurde das organische Schwammgewebe durch die vermittelnde Aktivität von Bakterien durch Kalk ersetzt. Dazwischen befinden sich hellere, offenbar größer kristalline Bereiche mit bei dieser Vergrößerung nicht erkennbaren Strukturen (3). Auffällig ist, dass viele Kontakte zwischen den unterschiedlichen Karbonatfazies durch Drucklösung überprägt sind (Pfeile). – Hochstall, Massenkalk des Kimmeridge 1 (GK25 Buttenheim)

Angeht diese langen Entwicklungsgeschichte ist die Frage nach Spuren alter, möglicherweise abgeschlossener Prozesse und der nach jungen, durchaus auch gegenwärtigen Umgestaltungen stets eine spannende Herausforderung. Aus der Perspektive der hier vorgestellten Erscheinungen wird denkbar, dass manche als klassische Karstformen gedeutete Erscheinungen nicht das Resultat chemischer Lösung sind (also einer Verkarstung im eigentlichen Sinn), sondern verschiedenen Formen physikalischer Verwitterung entspringen.

## 2. Textur des Dolomitsteins

Die Felsen der Frankenalb sind nicht durchweg aus der gleichen Gesteinsart aufgebaut. Ein Teil der Felsen besteht aus **Kalkstein**, ein anderer – und der weitaus umfangreichere

– aus **Dolomitstein**. In den Kalkgesteinen ist der ursprüngliche Aufbau des Gesteins noch weitgehend erhalten: er entstand unter Beteiligung von Organismen (Schwämmen, Brachiopoden, Bakterien u.a.) am Grunde des **Jurameeres**, genauer im Oberen Jura (Malm). Dieser Aufbau kann an Felsoberflächen, in Anschnitten oder Dünnschliffen gut beobachtet werden (Abb. 1-3).

Innerhalb der Kalkgesteine kann wiederum die gut gebankte **Schichtfazies** von der überwiegend nur undeutlich gebankten **Massenfazies** unterschieden werden. In der Schichtfazies sind kaum Felsbildungen zu beobachten, da die Vielzahl an Trennflächen sowie zwischengelagerte Mergel dem Gestein nicht hinreichende Stabilität geben. Die Trennflächen-ärmere Massenfazies kann



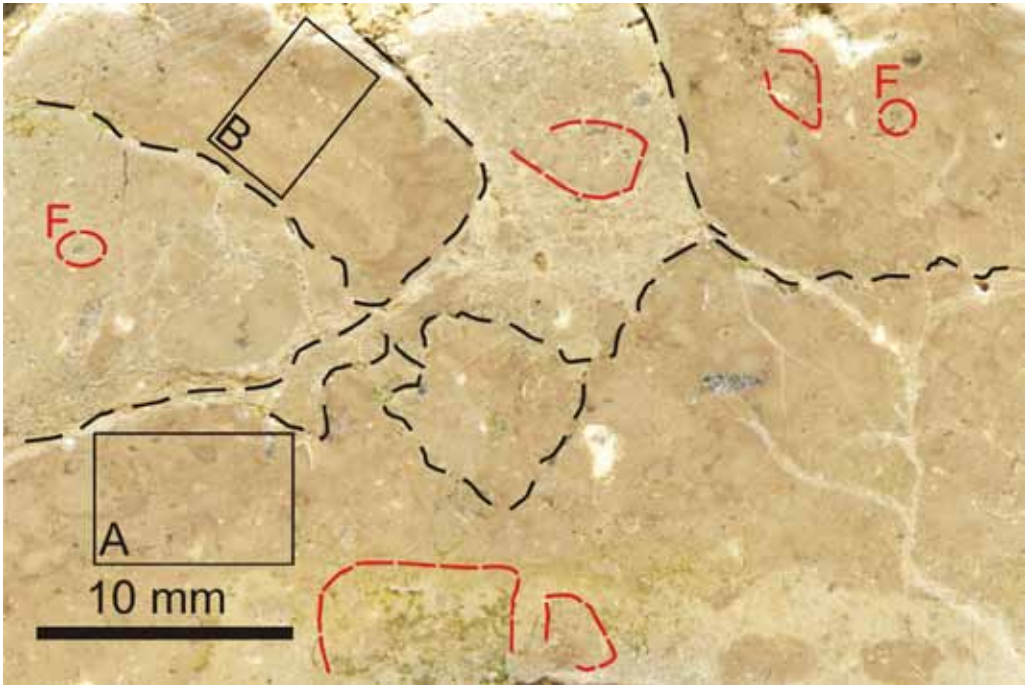


Abb. 2: Kalkstein mit nur noch schwer erkennbaren Resten von Schwämmen (rot umgrenzt), thrombolithischen Bereichen und Partikel-Schlammkalk-Zonen. Unterschiedliche Kalkfazies sind hier wiederum durch Drucklösungs-Suturen getrennt (ein Teil davon ist schwarz gestrichelt markiert). (A) Ein Schlammkalkbereich mit verschiedenen Partikeln; in ähnlichen Bereichen sind kleine Foraminiferen zu finden (F). Der Bereich (B) zeigt ansatzweise laminare Elemente und dürfte durch Bakterien gefällt worden sein (Thrombolith). – NW-liche Felsen im Frankendorfer Klettergarten, Massenkalk des Oxford (GK25 Buttenheim)

hingegen in Felsbildungen angetroffen werden. In den Gesteinen des Oxford und Kimmeridge (Malm  $\alpha$ – $\epsilon$ ) der nördlichen Frankenalb wird diese Fazies überwiegend von Schwämmen und durch Bakterien gefällten Kalk aufgebaut, siehe hierzu die exemplarische Bearbeitung des Müllersfelsens (Streitberg) durch FLÜGEL & STEIGER (1981). Vor allem im oberen Kimmeridge (Malm  $\epsilon$ ) können – wie etwa am Quackenschloss bei Engelhardsberg – zunehmend auch Brachiopoden eine gestaltende Rolle einnehmen. Zur Diskussion der möglichen faziellen Vielfalt siehe KOCH, R., SENOWBARI-DARYAN, B. & STRAUSS, H. 1994, HORNUNG & KOCH 2004, KOCH ET AL. 2003, KOCH & WEISS 2005.

In dieser Arbeit wollen wir uns auf die weit verbreitete **Schwamm-Bakterien-Fazies** kon-

zentrieren (in älteren Arbeiten findet man für „Bakterien“ zumeist die Bezeichnung „Algen“, so dass dort von Schwamm-Algen-Fazies gesprochen wird). In dieser Fazies wurde ein beträchtlicher Teil der Karbonatproduktion von Bakterien geleistet, die bei der Dekomposition des Gewebes abgestorbener Schwämme Kalk ausfällten. Diese bakteriell betriebene Umwandlung konnte die Textur des Schwammgewebes, ja oft sogar die gesamte Form des Schwammes bewahren. Findet man in der Frankenalb einen mehr oder weniger gut erhaltenen Schwamm, dann hat dessen aus Kalk aufgebaute Körper seine ursprüngliche Konsistenz aus organischem Gewebe und Opal-Stützelementen ersetzt!

In vielen anderen Fällen sind die Schwammgewebe nicht mehr zu erkennen. Stattdes-

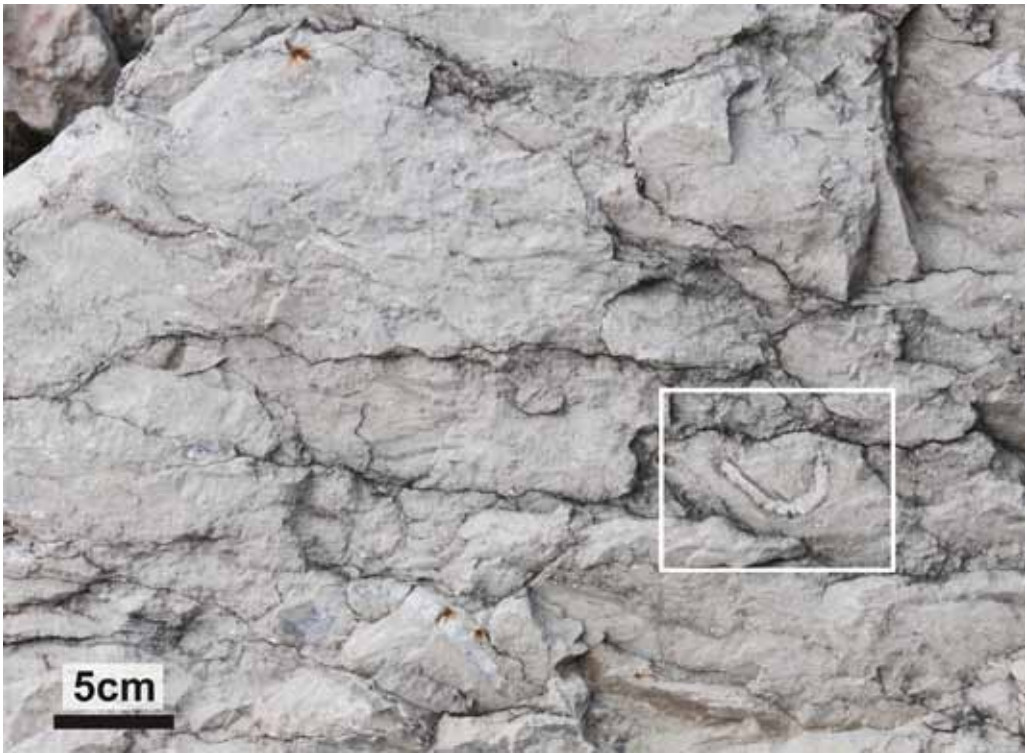


Abb. 3: Massive Schwammkalke mit erkennbaren kalkigen Schwammresten (Rechteck). Das Gefüge der Massenkalk wird in weiten Bereichen durch eine von Drucklösungs-Suturen verursachte Pseudoschichtung geprägt. – Steinbruch Theiser Berg nordwestl. Kirchleus, Massenkalk des mittleren Kimmeridge (GK25 Kulmbach)

sen trifft man auf dunkelgraue, dichte, in ihren Konturen wolkig-konvexe Bereiche. Diese durch bakterielle Tätigkeit geschaffenen Kalke werden – im Gegensatz zu deutlich feingeschichteten Stromatolithen – **Thrombolithe** genannt; andere Begriffe für solche bakteriell gefällten Karbonate sind **Mikrobialite**, wobei die Schwammkalke insgesamt mitunter auch als **Spongiolithe** (Schwammsteine) bezeichnet werden (u.a. KEUPP 1993, FLÜGEL 2004). Diese thrombolithischen Partien finden sich häufig zusammen mit noch erhaltener Gewebetextur, die vor allem in den randlichen Bereichen von diesem dunkleren Bakterienkalk umgeben wird (Abb. 1). In anderen Proben können erkennbare Schwamm-Reste zugunsten thrombolithischer Fazies zurücktreten, wobei auch mehr oder weniger partikelreiche

Karbonatschlamm-Bildungen zu finden sind. Karbonatschlamm spricht tendenziell für Stillwasserbedingungen bei der Ablagerung dieser Gesteine (Abb. 2).

Bei der Kompaktion des Sediments (Diagenese) ist es an den Kontakten zwischen verschiedenen Partikeln oder Mikrofazies-Bereichen häufig zu **Drucklösung** gekommen (Abb. 1-3). Gelöster Calcit wurde in freien Porenräumen der unmittelbaren Umgebung wieder ausgefällt und konnte so die Zementierung des Gesteins unterstützen. Die bei der Drucklösung entstanden Lösungssäume – die Drucklösungs-Suturen – sind hier erwähnenswert, weil sie in den Massenkalk-Felsen eine unebene **Pseudoschichtung** verursachen oder das Gestein in linsenförmige, **breccien-artig erscheinende Körper** zerle-

gen (Abb. 2, 3). Verkarstung und Zerfall des Gesteins kann entlang dieser Drucklösungs-Suturen bevorzugt angreifen.

Der hier nur grob skizzierte Aufbau der Massenkalksteine kann mehr oder weniger deutlich in die **Dolomitgesteine** hinein verfolgt werden. Der Dolomitstein ist stets eine sekundäre Bildung, die durch Umkristallisation der primären Kalksteine entstand. Die Calcitkristalle ( $\text{CaCO}_3$ ) des Kalksteins erfuhren durch Einbau von Magnesium (Mg) eine Veränderung ihres Kristallgitters und wurden zu Dolomit  $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ . Der genauere Verlauf dieser Umwandlung ist noch in Diskussion (siehe zuletzt KOCH 2011), was hier aber ausgeklammert werden kann. Für unsere Fragestellung ist hingegen bedeutend,

dass dieser Vorgang ein überwiegend feinkörniges Gefüge aus Calcitkristallen in der Dimension 0,001-0,01 mm (mit Ausnahmen nach oben, insbesondere bei Schalenresten) in ein deutlich grobkörnigeres umwandelte, in dem die Dolomitkristalle in der Regel Durchmesser zwischen 0,063-0,2 mm (und teilweise noch größer) erreichen (Abb. 4, 5).

Wegen der Kornvergrößerung gingen bei der Umwandlung zu Dolomit vor allem die feineren Strukturen des Kalksteins verloren (Abb. 5). Elemente wie Schwammteile und thrombolithische Bereiche zeichnen sich in der Regel aber auch im Dolomitgestein deutlich ab (Abb. 5-9). Dabei lässt sich feststellen, dass ehemalige Schwammtexturen zumeist hell, schlammige oder thrombolithische Be-



Abb. 4: Verlieren die Kristalle des Dolomitgesteins die Kornbindung, zerfallen sie zu losem Dolomit-Sand. Die Kristalle sind bereits mit der Lupe deutlich wahrzunehmen. Die vielfach perfekte Erhaltung der Kristalle belegt zudem, dass es zur Auflockerung des Dolomitgefüges keiner umfangreichen chemischen Lösung bedurfte. – Mittleres Kimmeridge, Hiltoltstein (GK25 Gräfenberg). Mikroskop-Aufnahmen: NORGARD MÜHLDOERFER





Abb. 5: Mit der bei der Dolomitisierung erfolgten Kornvergrößerung wurden viele Feinstrukturen des Ausgangsgesteins unkenntlich. Grobe Steinkern-Strukturen von Schalentieren, oder auch Hohlräume, wie sie etwa durch die Lösung von Schalen schon im Ausgangsgestein angelegt gewesen sein dürften, konnten jedoch bewahrt werden. – Probe: W. Fürstenhöfer, Dolomitstein des Mittleren Kimmeridge, Felsgruppe NE-Ausgang Neuhaus/Aufseß (GK25 Hollfeld)

reiche hingegen meist dunkler erscheinen und zugleich ein wesentlich dichteres, porenärmeres Gefüge als die dazwischen gelegenen Bereiche bilden. Die Dolomitgesteine zeigen so häufig ein sehr engräumig differenziertes Gefüge, wobei die Unterschiede bezüglich Korngröße, Kornbindung, Porenraum und Permeabilität von unmittelbar vorstrukturierender Bedeutung für die einsetzende Verwitterung sind (siehe dazu auch KOCH 2011).

Hohlräume und Drucklösungs-Suturen, wie sie zumeist schon im kalkigen Ausgangsgestein existiert haben dürften, sind bei der Dolomitisierung offenbar nicht geschlossen oder überwachsen worden (siehe insbesondere Abb. 5, 9). Zu diesen schon angelegten Hohlräumen und Trennflächen kamen infolge der Dolomitisierung durch die damit ver-

bundene Kornvergrößerung weitere Porenräume. Das Dolomitgestein unterscheidet sich so in bedeutender Weise vom kalkigen Ausgangsgestein. Während Wasser in den Kalksteinfelsen der Frankenalb nur entlang von Klüften, Spalten und anderen Trennflächen in das Gestein eindringen kann, vermag es im Dolomit auch durch das Kristallgefüge selbst, also durch die vielen, zumeist gut miteinander in Verbindung stehenden Porenräume durchzusickern.

**Diese Permeabilität ist der wesentliche Grund dafür, dass trotz der chemisch geringeren Löslichkeit von Dolomit (im Vergleich zu Kalk/Calcit) der deutlich überwiegende Anteil der Höhlen der Nördlichen und Mittleren Frankenalb im Dolomittfels zu finden ist.** Die einsickernden Wässer können hier das Gestein nicht





Abb. 6: Dolomit-Werksteinquader an der Kirche in Eichig. Deutlich unterscheidbar sind dichte, helle Bereiche (ehemalige Schwammgewebe) mit ebenfalls dichten, dunklen Rändern (ehemalige Thrombolithen-Fazies) – vgl. dazu Abb. 1-3. Die dazwischen gelegenen mittelgrauen Bereiche sind grob porös und zum Teil auch schon von beginnender Lochverwitterung erfasst. – Nördliche Frankenalb (GK25 Weismain)

nur „von außen“, von den gangbaren Trennflächen aus angreifen, sondern auch „von innen heraus“ wirksam werden.

Diese für die Zersetzung des Dolomits günstigen Gefügeeigenschaften werden zusätzlich durch die den Fels durchziehenden Trennflächen strukturiert. Allgegenwärtig sind weitgehend vertikal angelegte **Kluftflächen**, die alle Dolomitgesteine in unterschiedlicher Dichte durchziehen und als Anlage für die Zergliederung der Felsen in einzelne Türme wirken. **Schichtflächen** sind hingegen vor allem auf die als **tafelbankig** bezeichnete Dolomitfazies beschränkt. Diese Schichtflächen sind meist weitgehend horizontal gelagert, können aber am Rande von Massenfazies-Zentren auch steiler geneigt sein (Abb. 10).

Den horizontalen Trennflächen kommt für die Verwitterung des Dolomitgesteins eine besondere Funktion zu. Vertikal durch das Gestein sickendes Wasser wird hier seitlich nach außen abgelenkt, da die Durchlässigkeit entlang der Schichtfuge in der Regel höher ist als der vertikale Weg durch das Gestein. Erst in stärker zersetzten Dolomitfelsen ist



Abb. 7: Ein aus Schwamm-Massenkalk hervorgegangener Dolomit zeigt die hohe Porosität zwischen den Schwammresten (hell) und ehemals thrombolithischen Bereichen (dunklere Ränder, besonders gut im oberen Teil der Probe zu sehen). Die porösen Zonen zeichnen die anfänglichen seitlichen Sickerwege zur Außenseite des Gesteins vor. – Mittleres Kimmeridge, Ortsmitte Obertrubach, Trubachweg Pkt. 2 (GK25 Betzenstein)



Abb. 8: Detail aus Abb. 7: Die dicht geschlossenen Dolomitlagen repräsentieren die ehemaligen Schwammreste. – Mikroskop-Aufnahme: NORGARD MÜHLDOERFER

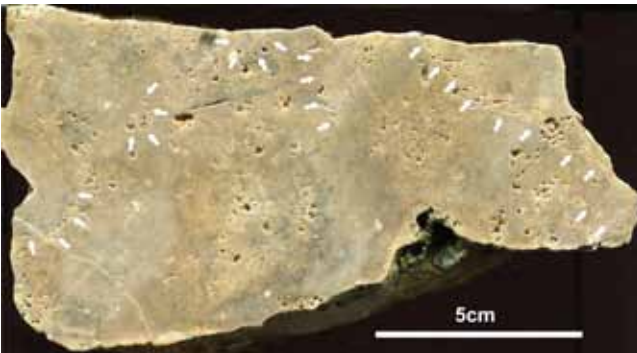


Abb. 9: Dolomit. Im Gegensatz zu der Probe in Abb. 7/8 fehlt hier eine durch eingeregelt Schwämme angelegte Lagigkeit. Ehemalige Schwamm- und Thrombolithen-Strukturen sind als dichte hellgraue bzw. dunkelgraue Bereiche dennoch erkennbar, dazwischen erneut die hochporöse Fazies. Ehemalige Drucklösungs-Suturen werden durch poröse Linien nachgezeichnet (teilweise mit weißen Pfeilen markiert). – Felsen am E-Rand von Loch (Mittleres Kimmeridge, GK25 Hollfeld)

die vertikale Permeabilität so erhöht, dass Ausflüsse zur Seite geringer werden oder völlig versiegen.

Durch das seitlich abfließende Sickerwasser wird im noch wenig zersetzten Dolomitfels die horizontale Wegsamkeit verstärkt. So können sich horizontale Sickerwege etablieren, verstärken und schließlich höhlenartige Ausgänge bilden (Abb. 11). Die „tafelbankigen Dolomite“ (Mittleres Kimmeridge, Malm delta) sind wegen ihrer horizontalen Schichtfugen und der damit erhöhten Trennflächen-Häufigkeit das Gestein mit den relativ meis-

ten Hohlformen aller Dolomit-Fazies.

Die hier vorgestellten Beispiele sollen genügen, um die für unsere folgenden Betrachtungen bedeutenden Eigenschaften des Dolomitgesteins zu illustrieren:

- Dolomit der Frankenalb ist selbst in weitgehend unverwittertem, „frischem“ Zustand ein sehr poröses und durchlässiges Gestein;
- Porosität und Permeabilität können sehr engräumig wechseln; die unterschiedlichen Bereiche berühren sich in der Regel ohne Übergänge direkt; diese engräumigen Wechsel scheinen überwiegend schon



durch die Gefüge-Eigenschaften des kalkigen Ausgangsgesteins bedingt zu sein (verschiedene Abbaustadien von Schwämmen grenzen eng aneinander, dort bevorzugte Anlage von Drucklösungs-Fugen; Hohlräume sind zumeist durch Lösung diagenetisch instabiler Schalen entstanden).

### 3. Die Grenzfläche Gestein/Atmosphäre – ein dreidimensionaler Mikrokosmos

Die Gesteinsoberflächen sind keineswegs nur zweidimensionale, undurchdringliche Grenzflächen. Zwischen dem Gesteinsinneren und den von dort zusickernden Wässern und gelösten Stoffen einerseits, sowie den von außen angreifenden atmosphärischen und biologischen Wirkungen andererseits,

kann sich ein Mikrokosmos mit ganz spezifischer Dynamik und entsprechend vielgestaltiger Morphologie entwickeln.

Ein Felsmassiv ist, als Ganzes betrachtet, bereits ein mehr oder weniger stark differenzierter Standort (Abb. 12). Sein Dach ist Aufschlags- wie Einsickerungszone für Niederschläge, die unter Umständen durch mehr oder weniger mächtige organische Auflagen und Rohböden hindurch müssen, bevor sie auf das Gestein treffen. Seine seitliche Oberfläche mag zwar ebenfalls direkt von Niederschlägen befeuchtet werden, doch wird ihr eigentlicher Charakter eher dadurch bestimmt, dass hier das durch das Gestein sickernde Wasser wieder nach außen treten kann. Das austretende Wasser kann noch



Abb. 10: Trennflächen im Dolomitmfels. **Weiß** markiert: Schichtflächen. Die relativ steil nach rechts (Osten) geneigten Flächen sind Indiz für eine Position am Rand eines kuppelförmigen Massenfazies-Vorkommens („Riff“). An den Fugen hat bereits eine deutliche Unterhohlung stattgefunden; an vielen Stellen tritt Sickerwasser aus. Abgesehen von der starken Schichtneigung zeigt dieser Fels die charakteristische Erscheinungsform der als **tafelbankig** bezeichneten Dolomit-Fazies. **Gelb** markiert: nahezu senkrechte Kluftflächen, die in einer Schar gebündelt den Fels durchschlagen. Solche Flächen fungieren prinzipiell als Anlage für die Zerteilung einer Felsgruppe in einzelne Türme. Wenn die Kluftabstände allerdings so eng angeordnet sind wie in diesem Fall, wird vermutlich die gesamte Kluftzone als Ganzes der rascheren Verwitterung zum Opfer fallen und letztlich einen 2-3 m breiten Kluftgang hinterlassen. – Mittleres Kimmeridge am westl. Ortsausgang von Obertrubach („Blechstein“) (GK25 Betzenstein)





Abb. 11: Von den Schichtfugen des tafelbankigen Dolomits ziehen breite Sickerwasser-Bahnen herunter. An der obersten Schichtfuge ist es bereits zur Konzentration auf – vorerst noch – kleine, höhlenartige Sickerwasserausstritte gekommen. Die Frontflächen sind hingegen durch eine dünne Kruste stabilisiert, deren Besiedlung durch Bakterien die graue Färbung verursacht. – Schindersbrunnen nördl. Schirradorf, Mittleres Kimmeridge (GK25 Weismain)

im Bereich der Austrittsstellen verdunsten – oder gar schon im Porenraum des Gesteins unweit vor der Oberfläche –, aber bei hinreichendem Zufluss auch als Film über die Felsoberfläche herunter laufen.

Ein häufiges Erscheinungsbild vor allem in der tafelbankigen Dolomit-Fazies ist eine über die Seitenwände hinaus kragende Dachwand, unter der die tieferen Felswände mehr oder weniger weit zurückverlegt sind. Es ist bisher nicht geklärt, ob die Dachbank deshalb überkragt, weil sie möglicherweise fester zementiert ist oder sonstige stabilisierende petrografische Eigenschaften aufweist, oder ob sie als Aufschlagszone – unterschiedlich dicht von Vegetation bestanden – im Vergleich zu den tieferen Wänden geringerer Zerstörung ausgesetzt ist. Die Seitenwände, an denen die am Dach eingesickerten Wasser wieder an die Felsoberfläche zurückkehren, sind jedenfalls häufig einer besonders in-

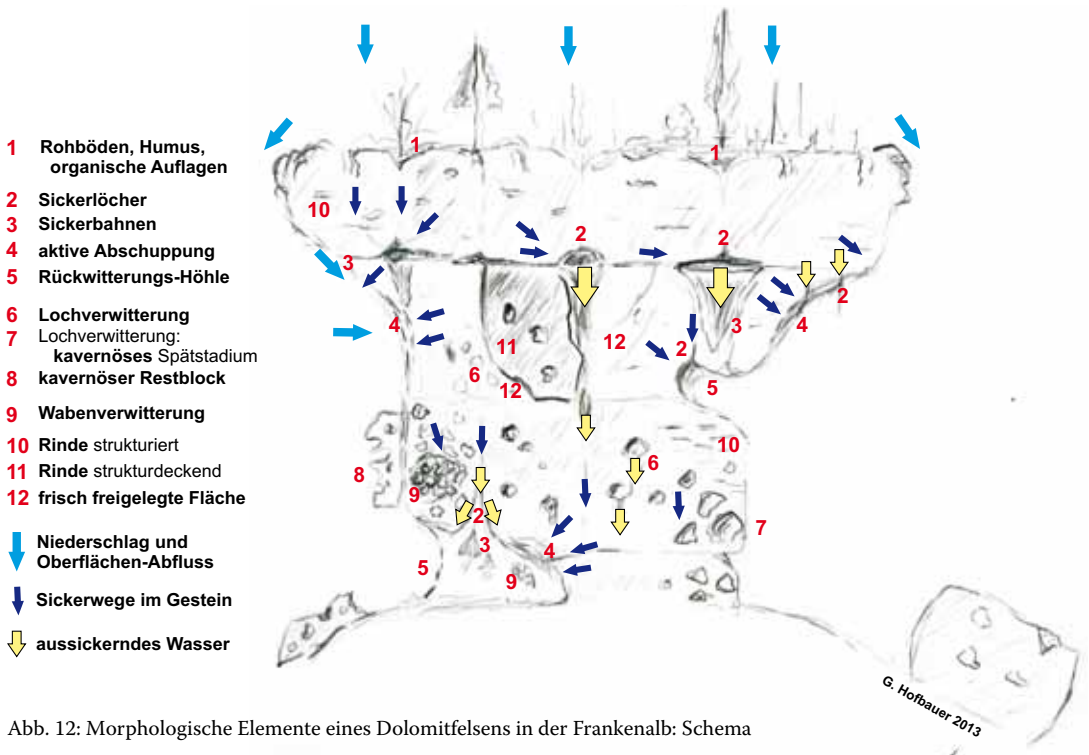


Abb. 12: Morphologische Elemente eines Dolomittfelsens in der Frankenalb: Schema

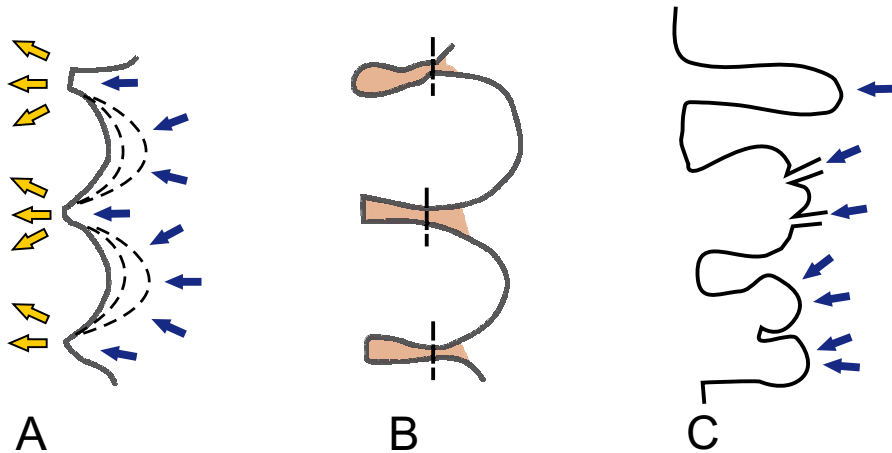


Abb. 13: Mikrokosmos Wabenverwitterung. – **A** Wabenverwitterung schafft differenzierte mikroklimatische Milieus, die wiederum die weitere Ausgestaltung dieser Formen voranbringen. Während die Grate – ungeachtet episodisch auftretender Niederschläge – eher aride Zonen bilden und bis zur Undurchlässigkeit überrindet und zementiert werden, wird an den Rückwänden das Gefüge aufgelockert und nach hinten verlegt. Kristallausblühungen in den Poren können die Auflockerung des Gefüges unterstützen (blaue Pfeile: Zusiickerung; gelbe Pfeile: Verdunstung). – **B** Bei fortgeschrittener Wabenverwitterung können die Grate undurchlässig werden; zugleich werden sie durch die Vergrößerung der Waben zunehmend dünner (nach ADAMOVIČ ET AL. 2011); das Abplatzen der Grate kann einen erneuten Waben-Rückverlegungs-Zyklus einleiten, oder – wie viele strukturierte Krusten belegen – auch durch Rindenbildung temporär stabilisiert werden. – **C** In dem unscharfen Übergangsfeld zwischen Loch- und Wabenverwitterung gibt es eine Reihe von Formen, die eine tendenzielle Abnahme der Formungsaktivität repräsentieren. Dazu gehören die Rückwanderung von röhrenartigen Austritten ohne erkennbare Verbreiterung (C oben), die Aufspaltung in – mitunter mehrere – röhrenförmige Austrittsstellen (C mitte); eine weitere Erscheinungsform sind Verwitterungslöcher, die nach hinten in kleinere Wabenmuster übergehen (C unten).

tensiven Verwitterungsdynamik ausgesetzt, wodurch eine relativ rasche Rückwanderung der Wände erfolgen kann.

Die Wanderung der Sickerwässer an die seitlichen Außenflächen der Felsen wird, wie im vorangehenden Abschnitt dargestellt, durch horizontale Trennflächen bzw. textuell begünstigte Wegsamkeiten (Zonen höherer Permeabilität) unterstützt. Diese Sickerbahnen können sich durch die begleitende Zerstörung des Dolomitgefüges zu freien Abflusswegen entwickeln. Durch direkte Benetzung, aber auch durch Verdunstung, entsteht entlang dieser Abflusswege ein spezifisches Mikroklima, in dem schon vor dem Erreichen der Oberfläche weitere Zerstörung des Gesteinsgefüges unterstützt werden kann.

In den Bereichen des Dolomits, in dem das Wasser sich eher nur langsam durch die Poren des Gesteins bewegt, können von der im

allgemeinen trockeneren Oberfläche ausgehend Kapillarkräfte wirken. Auch Klüfte mit verstärktem vertikalen Abfluss können einen kapillaren Effekt auf das Porenwasser des Gesteins ausüben: Krusten an frisch freigelegten Klüften sind ein anschaulicher Beleg dafür (vgl. Abb. 34, Diskussion in Abschnitt 5.5-5.6).

Austrittsstellen dieser langsam zusickehenden Wässer scheinen allerdings eine andere Morphodynamik zu entwickeln als jene, zu denen Wasser rasch zufließen und sogar in Sickerbahnen an der Außenseite des Felsens abfließen kann. In jenem Fall wird die Zusiickerung nicht für einen Ausfluss an der Außenseite reichen, sondern das Wasser wird nahe der Oberfläche verdunsten und – je nach dem Gehalt gelöster Ionen – die Ausfällung von Kristallen ermöglichen. Diese Kristalle können in den Poren durch „Salzsprengung“ gefügezerstörend wirken, oder, noch



Abb. 14: Links: eine relativ frisch freigelegte Gesteinsoberfläche, an der weitgehend horizontal eingeregelt Schwammrelikte als Grate herausragen. In einigen Fällen sind die porösen Bereiche zwischen den Schwämmen bereits fugenartig ausgewittert – vgl. dazu Abb. 7,8 von der gleichen Lokalität. Rechts: Ältere Gesteinsoberfläche, ca. 2 m über dem auf dem linken Bild dargestellten Ausschnitt. Hinter abgeplatzenen, (grauen) biologisch besiedelten Krustenbereichen ist eine hinsichtlich der Durchmesser und Verteilung unregelmäßige Lochverwitterung zu sehen. Das eine oder andere Loch mag seine Anlage möglicherweise auch dem porösen Bereich im Inneren eines umgekippten Schwammes verdanken, doch die Mehrzahl der Löcher dokumentiert ein über das von Schwammresten konfigurierte Gefüge hinausgehendes Wachstum. Weite Bereiche der Oberfläche sind außerdem durch eine strukturierte Kruste stabilisiert. – Mittleres Kimmeridge, Ortsmitte Obertrubach, Trubachweg Pkt. 2 (GK25 Betzenstein)

oberflächennäher, das Gefüge verschließen und letztlich gar die Bildung undurchlässiger Krusten verursachen (Abb. 13).

Angesichts der Heterogenität des Dolomitstein-Gefüges geht die Anlage der Sickerwege im Gestein natürlich von den porösen, besonders permeablen Bereichen aus. Dies ist an Oberflächen mit erst einsetzender Auflösung deutlich wahrzunehmen. Mit fortschreitender Verwitterung greifen die wachsenden Hohlformen allerdings über diese strukturellen Anlagen hinaus: Löcher können zu großen Kavernen anwachsen (Abb. 14), oder es entsteht ein Wabenmuster, dessen Grate in ihrer regelmäßigen Geometrie unmöglich mehr die ursprünglichen Texturunterschiede des Gesteins repräsentieren können (Abb. 15, 30). Zugleich belegen die Grate zwischen den Waben nicht nur einfaches Stehen- oder Zurückbleiben hinter

den sich vertiefenden, mürben Hohlformen, sondern Verhärtung durch eine – zumindest temporäre – Zementation.

Der Mikrokosmos an der Grenze Gestein/ Atmosphäre wird so durch gesteinsinterne wie -externe, insbesondere auch atmosphärische Bedingungen bestimmt.

#### **Interne Faktoren:**

(a) **Permeabilität des Gesteins** – diese nimmt tendenziell mit der Korngröße und Eigengestaltigkeit der Dolomitrhomboeder zu. Ein geschlossenes, wenig permeables Gefüge ist nur möglich, wenn die Dolomitekristalle nicht eigengestaltig rhomboedrisch gewachsen sind oder die Poren durch Zemente (Calcit o.a.) geschlossen sind. Die Schließung durch Zemente wird in kleinporigen Gesteinen tendenziell eher als in grobporigen möglich sein. Zu dem Thema Porosität in Kar-





Abb. 15: Links: Wabenverwitterung im Sandstein: die Grate zwischen den Waben sind mit Limonit zementiert und krustenartig verhärtet, während sich in den Waben die zerstörende Auflockerung des Sandsteingefüges vollzieht (Rhätolias-Sandstein, Ernst-Michel-Felsen südl. Gärtenroth, GK25 Kulmbach). Rechts: Wabenverwitterung im Dolomit, überwiegend fossile Formen. An der Zementation der Grate ist hier sicher Calcit beteiligt; andere möglicherweise vorhandene Verbindungen waren mit den gegebenen Möglichkeiten nicht nachzuweisen. – Felsen am NE-Ausgang von Neuhaus (GK25 Hollfeld)

bonaten siehe KOCH & SOBOTT (2005), in Hinblick auf die Verwitterung des Dolomits KOCH (2011).

**(b) Texturelle Homogenität/Heterogenität** bestimmt die Ausgangslage für die im Gestein eingeschlagenen Sickerwege und damit die ersten Schritte zur Auflösung des Gesteins ganz wesentlich. Die an Dolomitsteinen häufig zu beobachtende Lochverwitterung hat in den überwiegenden Fällen ihren Ausgang sicher von solchen – in diesem Gestein nahezu allgegenwärtigen – Unterschieden der Permeabilität genommen.

**(c) Zementierung** bzw. mechanische Stabilität des Gefüges. Dolomitstein ist in der Regel nicht durch gesonderte Zemente stabilisiert. Nach KOCH (2011) gleicht das Gefüge insbesondere der grobkörnigen Dolomite einem ungeordneten Kartenhaus, in dem sich oft nur die Ecken der rhomboedrischen Kristalle berühren. Der Zerfall zu Dolomit-Sand ist

demnach bereits bei leichter Anlösung der Ecken möglich. Die gut erhaltenen Kristallecken vieler Dolomit-Sand-Kristalle (Abb. 4) sprechen dafür, dass zur Auflockerung des Gefüges offenbar nicht jeder einzelne Kristall angelöst werden muss, bzw. dass möglicherweise auch physikalische Wirkungen ausreichen könnten (z.B. wie bei Marmoren nachgewiesene thermische Anisotropien, SIEGSMUND ET AL. 1999, 2000) – siehe dazu auch die Diskussion bei HOFBAUER, KAULICH & GROPP 2005, sowie die Gegenargumente bei PETERKNECHT 2011). In jedem Fall lassen sich an vielen frisch aufgeschlagenen Dolomitproben oft schon mit bloßer Hand Kristalle abreiben, was die Mürbheit des Gefüges anschaulich zu demonstrieren vermag. Wie auch immer – **hinsichtlich Korngröße und Kornbindung ist der Dolomit der Frankenalb in seinen physikalischen Eigenschaften einem schlecht bis mäßig zementierten Quarzsandstein in vieler Hinsicht ähnlich.**



Abb. 16: Kleinräumige Lochverwitterung hat durch Zurücklegung zur Bildung einer Wabenmuster-ähnlichen Gruppe mit zementierten Graten geführt. In diesem Loch wie in einem isolierten zweiten sind kleine Sickerröhren zu sehen, um deren Ausgang sich mit Calcit zementierte Lippen gebildet haben. Diese Entwicklung könnte durch Rückgang an Zuckersäure oder Zunahme an Aridität bestimmt sein. – Vor dem Eingang zur Klauskirche bei Betzenstein, Oberes Kimmeridge (GK25 Betzenstein)

**(d) Angebot an löslichen Komponenten,** die bei Austrocknung an der Oberfläche bzw. oberflächennah wieder kristallisieren und dadurch **Salzsprengung** oder **Krustenbildung** unterstützen können. Während in Quarzsandsteinen eine Vielfalt solcher Verbindungen möglich ist (Fe-Verbindungen, Aluminiumverbindungen, z.B. aus Tonanteilen u.a.), ist der Dolomit in dieser Hinsicht tendenziell monotoner.

Allerdings können insbesondere feinkörnige Dolomite auch Tonanteile des Ausgangsgesteins übernommen haben (KOCH 2011) und so auch umbaubare silikatische Komponenten enthalten. Im Dolomit-Gitter sind in der Regel auch Anteile von Eisen eingebaut, das bei der chemischen Verwitterung ebenfalls mobilisiert werden kann. Möglicherweise befinden sich innerhalb eines dolomitischen Felsmassivs auch dedolomitierte, calcitische Bereiche: diese wären zudem leichter löslich als der Dolomit selbst, wobei die Dedolomitisierung zugleich auch das zuvor im

Dolomit eingebaute Eisen freigesetzt hätte. Letzten Endes können durch die Anlösung des Dolomits selbst oder enthaltender kalkiger Bereiche Magnesium-, Calcium- und Karbonat-Ionen mobilisiert werden. Calcit kann des Weiteren auch als sekundärer Zement vorliegen, der sich in Folge der von oben nach unten fortgeschrittenen Verkarsungsgeschichte in Porenräumen des Dolomits angereichert hat.

Für die vorliegende Dokumentation war es vor allem wegen des Mangels geeigneter technischer Einrichtungen nicht möglich, die an den Felsoberflächen auftretenden Krusten, Wabenverwitterungs-Grate oder die Ausblühungen an Sickerröhren mit einer der Fragestellung angemessenen Präzision zu analysieren. Kein Zweifel kann allerdings daran bestehen, dass Mobilisierung und Wiederausfällung von Calcit einen beträchtlichen – vermutlich sogar den wesentlichen – Beitrag zur Morphodynamik der Felsoberflächen leistet (siehe dazu Abschnitt 4).



## Externe Faktoren

(e) **Aerosole, Feinstaub in der Atmosphäre.** Insbesondere in Hinblick auf Loch- und Wabenverwitterung, Salzsprennung sowie Rindenbildung kann den in der Atmosphäre vorhandenen Komponenten eine bedeutende Rolle zukommen. Sie können sich unmittelbar auf der Felsoberfläche niederschlagen oder mit Niederschlägen einsickern – siehe den folgenden Punkt.

(f) Das **Angebot im Regenwasser gelöster bzw. transportierter Stoffe** stellt einen weiteren Aspekt möglichen atmosphäri-



Abb. 17: **Sickerloch** an einer Höhlenwand. Die aktive Sickerung ist durch die Eiszapfen, die aus einer kleinen Austrittsstelle herausgewachsen sind, dokumentiert. Um die Austrittsstelle hat sich ein als Hohlform zurückgewitterter Halo gebildet, dessen mürbe Wand von einer dünnen Calcit-Haut belegt ist. Vor allem am rechten oberen Rand des Halos sind kleine gekröseartige Calcit-Sinter entstanden, die vermutlich aus winzigen, aus dem Halo verblasenen Tröpfchen gewachsen sind. Die Calcit-Sinterhaut kann nur eine intermittierend-temporäre Erscheinung sein, denn in der Gesamtbilanz dominiert die Rückwitterung des in dem Sickerbereich mürben Dolomitsfelsens. – Klauskirche bei Betzenstein, Eingangsbereich, Oberes Kimmeridge (GK25 Betzenstein)



Abb. 18: **Sickerloch** an einer Dolomitsfels-Außenwand: die Ochsentränke nördlich Schirradorf, Mittleres Kimmeridge (GK25 Weismain). Die zwei aus dem Sickerloch laufenden Bahnen sind mit Bakterien besetzt (dunkel); vermutlich handelt es sich um *Gloeocapsa magma*, die kalkhaltiges Substrat bevorzugt (MICROBEWIKI). Die Bahnen sind trotz der nachweisbaren Calcit-Abscheidungen deutlich zurückversetzt. Die weitere Umgebung ist von einer – ebenfalls – bakterienbesiedelten Kruste überzogen.

schen Eintrags dar und kann sich mit den in (d, e) erwähnten Komponenten überlagern. SIEDEL (2010) beschreibt in sächsischen Kreidesandsteinen durch Mg-Sulfate verursachte Lochverwitterung, wobei die erste Komponente (Mg) aus dolomitischen Anteilen des Gesteins (in diesem konkreten Fall anthropogener Zement), die zweite ( $\text{SO}_4$ ) aus der Atmosphäre stammt.

(g) **Exposition der Felswand: Aridität, Humidität** (Sonneneinstrahlung, direkt auftreffender Niederschlag, Luftfeuchtigkeit, Wind). Diese Faktoren sind sicher relevant, ihrer Beziehung zur Morphologie der Felsoberflächen konnte aber im Rahmen dieser Arbeit nicht detailliert nachgegangen werden.



(h) **organische Besiedlung:** Morphogenetisch passive sowie mehr oder weniger krustenartig verhärtete Felsoberflächen sind in der Regel von Bakterien und/oder Flechten besiedelt. Inwieweit die Besiedlung selbst zur Stabilisierung von Felsoberflächen beiträgt, oder die Besiedlung nur ein Zeichen besonders geringer Verwitterungsdynamik darstellt, ist ein gesondertes Thema und vermutlich nicht pauschal zu beantworten. Hinweise, dass die Besiedlung die Morphodynamik bzw. Zerstörung der Felsoberflächen auch beschleunigen könnte, wurden nicht wahrgenommen.

#### 4. Sickerlöcher statt Lösungskolke

Sickerlöcher und weitere in ihrer Umgebung auftretende Erscheinungen (Abb. 11, 17-20) bilden an den Dolomittfelsen einen besonderen Formenschatz. Auf den ersten Blick können diese Formen für klassische Karstformen – insbesondere für Lösungs- oder Deckenkolke – gehalten werden. Tatsächlich repräsentieren diese an den Dolomittfelsen häufig zu findenden Erscheinungen aber eine besonders wirkungsvolle physikalische Verwitterungsform, bei der vor allem durch Gefügauflockerung und Abschuppung (Desquamation) eine zu Höhlenräumen führende Felsrücksetzung erfolgt.

Vorneweg sei darauf hingewiesen, dass eine Interpretation der Sickerlöcher als chemische Lösungsformen im Sinne von Karstprozessen auf erhebliche theoretische Schwierigkeiten stößt. In vielen wissenschaftlichen wie populärwissenschaftlichen Publikationen findet man Grafiken, die einen Höhlenraum mit zwei gegensätzlichen Karstprozessen zeigen (z.B. HB-Bildatlas Höhlen in Deutschland, KEMPE, S. & KETZ-KEMPE, C. 1982; PFEFFER 2010, S. 74):

Der **Prozess 1** führt Niederschlagswasser, dessen  $\text{CO}_2$ -Gehalt mit der Atmosphärenkonzentration von 0,034% im Gleichgewicht

ist, durch einen Boden auf die Gesteinsoberfläche. Aufgrund des gegenüber der Atmosphäre stark erhöhten  $\text{CO}_2$ -Gehaltes der Bodenluft (2-10% !) nimmt das Wasser weiteres  $\text{CO}_2$  auf und erhöht damit seine Lösungskraft. Auf dem Weg durch das Karbonatgestein wird Karbonat gelöst und damit das Lösungsgleichgewicht auf den erhöhten  $\text{CO}_2$ -Gehalt eingestellt. Erreicht das karbonatreiche Sickerwasser den Höhlenraum, gibt es  $\text{CO}_2$  an die Höhlenluft ab. Um das Gleichgewicht wieder herzustellen, wird  $\text{CaCO}_3$  in verschiedenen Sinterbildungen abgeschieden.

Daneben wird ein **Prozess 2** skizziert: Niederschlagswasser sickert ohne Vermittlung durch bedeutendere Bodenlagen nahezu direkt in das Gestein. Allein durch den an der Atmosphären-Konzentration eingestellten  $\text{CO}_2$ -Gehalt hat dieses Sickerwasser nur eine geringe Lösungskraft. Erreicht dieses Wasser einen **schlecht bewetterten Höhlenraum** (!) mit relativ hoher  $\text{CO}_2$ -Konzentration (0,09-0,20 %), dann nimmt das aussickernde Wasser zur Neueinstellung des Gleichgewichts  $\text{CO}_2$  aus der Höhle auf. Aufgrund der dadurch gewonnenen Lösungskraft beginnt schon gleich an der Austrittsstelle die Anlösung des Karbonatgesteins, was schließlich zur Bildung von **Lösungskolken** an der Decke oder den Wänden der Höhle führt.

Dieses zweite Szenario kann aber – zumindest für die frei stehenden, gut bewetterten – Felsgruppen in der Frankenalb nicht zutreffen: alle Höhlen-Relikte sind nach außen offen, so dass Sickerwässer stets auf eine normale Atmosphäre treffen. Da die Sickerwässer – sei es bei einem kurzen Weg durch eine Bodenbedeckung oder durch die von Bakterien besiedelten Fels- und Porenflächen – in jedem Fall eher  $\text{CO}_2$  aufnehmen als abgeben, gibt es kein denkbares Szenario, in dem beim Wiederaustritt an die Oberfläche ein  $\text{CO}_2$ -Unterschuss im Vergleich zur Atmosphäre



Abb. 19: Von einer Deckenkluft ausgehend ziehen zu beiden Seiten der Wand Sickerbahnen nach unten (rechte Bildhälfte). Diese Form wird nach hinten durch ein Sickerloch mit mandelförmigem, ebenfalls zurückverlegtem Halo abgeschlossen. Auf den Sickerbahnen lassen sich dünne Calcitabscheidungen nachweisen; teilweise sind diese gegenwärtig aktiven Bahnen von Bakterien bewachsen. Formen wie diese, insbesondere wenn man sie in fossilen Höhlenräumen antrifft, können mit der Karstform „Lösungskolk“ verwechselt werden – tatsächlich handelt es sich aber um eine Zurückverwitterung. Die zu einem Ausgang führende Höhle in der Bildmitte ist hingegen der Rest einer „echten“ – vermutlich vados entwickelten – Karstform, doch auch hier ist eine beträchtliche nachfolgende Überformung zu diagnostizieren. – Quackenschloss bei Engelhardsberg, Oberes Kimmeridge (GK25 Ebermannstadt)



Abb. 20: Durch rückschreitende Sickerlochverwitterung geschaffenes Höhlenraum-System. Die Sickerlöcher am hinteren Ende sind aktiv, ebenso die durch Eiszapfen markierten Sickerlöcher, die sich entlang einer quer zur Höhlenachse verlaufenden Deckenkluft konzentrieren. Die davor gelegenen Deckenbereiche zeigen keine konkreten Sickerwasser-Austritte; Calcitabscheidungen und Wabenverwitterung zeugen jedoch von anhaltender Durchfeuchtung. – Am Höhlenstein südöstl. Obertrubach, Mittleres Kimmeridge (GK25 Betzenstein)



Abb. 21: Blättrige Abschuppung am Dach eines Hohlraumes. Der Pfeil markiert einen bereits abgeplatzten Abschnitt – links nach unten ziehend ist dieser Abschnitt noch erhalten. Das weiße Rechteck kennzeichnet den Ort der Probe aus Abb. 22. – Unterhalb des Wassersteins bei Betzenstein, Mittleres Kimmeridge (GK25 Pottenstein)

bestehen könnte. Statt  $\text{CO}_2$ -Aufnahme und Karbonatlösung wären in einer solchen Umgebung also eher  $\text{CO}_2$ -Abgabe und die Ausfällung von Karbonat zu erwarten. Genau das lässt sich tatsächlich auch an den



Abb. 22: Probe aus Lokalität Abb. 21. Der Dolomit aus dem Abschuppungs-Bereich ist teilweise in eine von Calcit zementierte Brekzie aufgelöst (weiß: Calcit). Die Calcit-Kristallisationen betreiben zugleich aber auch das Aufbrechen des Dolomits: die Risse in der unten gelegenen Dolomitscherbe sind bereits davon durchsetzt (die Risse sind vermutlich als Drucklösungs-Suturen angelegt). Diese zweifache Wirkung des Calcits sorgt dafür, dass der Dolomit nicht in einzelne Scherben zerfällt, sondern in mehr oder weniger kohärenten Schalen abbricht. – Maßstab 10 mm

Sickerlöchern und Sickerbahnen (Abb. 17-22) beobachten. Angesichts der nur dünnen Bodenauflagen und der relativ raschen Durchsickerung des permeablen Dolomits kann allerdings nur mit einem geringen Anteil gelösten Karbonats gerechnet werden. Der Calcit bildet am Mund von Sickerlöchern durch Ausblühung Lippen (Abb. 16), die feuchten Halos um Sickerlöcher werden mit dünnen Calcit-Häuten überzogen (Abb. 17-19), oder in den Porenräumen und Rissen der Gesteinsoberfläche kommt es zur Abscheidung von Calcit (Abb. 21, 22). In den meisten dieser Fälle sind diese Kristallite nur temporär stabilisierende Elemente, in der Gesamtbilanz tragen sie aber zur Zerstörung und Rückwitterung dieser Austrittsstellen und ihrer oft halo-artig mit einbezogenen Umgebung bei.

Wie die gegenwärtigen häufig zu beobachtenden Wasseraustritte belegen, sind viele Sickerlöcher keine fossilen Formen, sondern gegenwärtig aktiv. Durch Abgrusen und Abblättern des Dolomitgesteins kann die Rückwand oder die Höhlendecke um beträchtliche Beträge zurückverlegt werden, wobei die Dimension





Abb. 23: Tafelbankiger Dolomit. Unter den vorkragenden, verkrusteten Dachbänken ist aktive Abschuppung zu beobachten. Die Wände sind nach NW-SW exponiert. – Schwalbenstein, direkt an der Schwalbach-Quelle, Mittleres Kimmeridge nördl. Schirradorf (GK Weismain)

„0,1-1 mm/Jahr“ eine realistische Annahme sein dürfte. Durch die in den Austrittsbereichen wirkende Oberflächen-Zurückverlegung sind so im Laufe der Zeit Höhlenräume entstanden, die mit eigentlicher Verkarstung nichts zu tun haben. Ein sicheres Kennzeichen solcher **Rückwitterungs-Höhlen** ist stets, dass sie sich nach hinten nicht in weitere Hohlformen fortsetzen, sondern an konkav geformten Wänden enden. Dort kann es zur Verzweigung in weitere, kleinere Sickerlöcher kommen, oder es finden sich Flächen mit Abschuppungserscheinungen oder auch Wabenverwitterung (Abb. 19, 20).

## 5. Oberflächenformen

Eine geordnete Zusammenstellung der wichtigsten Oberflächen-Elemente bzw. der damit verknüpften Prozesse und ihrer Kennzeichen soll der Übersicht dienen – vgl. dazu auch die synoptische Skizze (Abb. 12).

### 5.1. Abschuppung (Desquamation)

Abb. 23-25

#### Kennzeichen:

Aktive Abschuppung ist an den hellen Fels-



Abb. 24: Der „Alte Fritz“ in Krögelstein ist ebenfalls Opfer einer aktuell sehr intensiven Abschuppung. Die Rate könnte die Größenordnung 1 cm/Jahr erreichen und so das baldige Ende dieser markanten Felsfreistellung bedeuten.



Abb. 25: Abschuppung und beginnende Sickerlochbildung im Schilfsandstein (Mittlerer Keuper). Diese Verwitterungsstrukturen haben sich an einer im Steinbruchbetrieb freigestellten Fläche im Laufe einiger Jahrzehnte entwickelt (die Werkzeugspuren sind an den von oben rechts nach unten links gerichteten Kratzspuren noch erkennbar). Die Verwitterungsformen in diesem fein-mittelkörnigen Sandstein sind dem Dolomit der Frankenalb in vieler Hinsicht ähnlich. – Aufgelassener Steinbruch beim Judenfriedhof Ullstadt, Steigerwald (GK25 Scheinfeld)

flächen zu erkennen. Bewuchs mit Bakterien oder Flechten fehlt in der Regel, ist aber hin und wieder in etwas stabileren Bereichen in Form leichter Schleier möglich. Bei genauerer Betrachtung erkennt man auf diesen Flächen mm-cm mächtige Blätter, wovon die äußeren bereits mehr oder weniger in Ablösung begriffen sind. Markante horizontal austretende Sickerlöcher sind tendenziell rar, da die Sickerwässer in relativ gleichmäßiger Front in Richtung Oberfläche wandern. Vertikal austretenden Sickerwässer waren an überhängenden Wänden hingegen häufig zu beobachten.

#### Deutung:

Geringe Kornbindung des Gesteins und der Wechsel von Durchfeuchtung/Austrocknung dürften die wesentlichen Bedingungen für diese Art der Oberflächen-Entwicklung sein. Von innen zur Wand zusickerndes Wasser



Abb. 26: Lochverwitterung zeigt im Gegensatz zur Sickerlochverwitterung keine Zurückverlegung der Umgebung, selbst wenn – wie hier durch Eiszapfen dokumentiert – episodischer Ausfluss erfolgt. Dies wird durch eine höhere Stabilität der Lochumgebung und/oder eine geringere Diffusion in der Umgebung des zum Loch laufenden Wassers erreicht. Die Lochrückwand kann hingegen weiter in den Fels zurückwandern. Tendenzial ist die Entwicklung der Lochverwitterung durch ein fortschreitendes Nachlassen des Sickerwasserabflusses gekennzeichnet. Einige Löcher zeigen auch hier im Hintergrund eine Aufteilung in mehrere kleinere Sickerlöcher (vgl. Abb. 16), andere haben offensichtlich keinen Ausfluss mehr. Dennoch ist eine Weitergestaltung der Löcher durch feuchte Rückräume und andere physikalische Effekte möglich. – Wasserstein bei Betzenstein, Oberes Kimmeridge (GK25 Betzenstein)

ist nicht auf wenige bevorzugte Sickerwege konzentriert. Zusätzliche Durchfeuchtung von außen, sei es direkt durch auftreffende Niederschläge oder über die Wand ablaufende Wasserfilme, scheint eine zusätzliche Intensivierung verursachen zu können. Die Abschuppung kann in besonders aktiven Bereichen (wie z.B. in **Abb. 24**) vermutlich die Dimension cm/Jahr erreichen.

#### 5.2. Sickerwasser-Löcher und -Bahnen

**Abb. 11, 17-20**

#### Kennzeichen:

Unterschiedlich große Löcher mit episo-



Abb. 27: Lochverwitterung in Sandstein. Die Löcher sind in eine organisch besiedelte Kruste eingebunden und gegenwärtig offenbar nicht aktiv. – Rhätoliasandstein, Ernst-Michel-Felsen süd. Gärtenroth (GK25 Kulmbach)

disch aktivem Sickerwasserausfluss. Das Sickerwasser kann unter dem Austritt als Wasserfilm in mehr oder weniger breiten Flächen an der Felsoberfläche abfließen. Um die Austritte sind in der Regel unterschiedlich weite Halos entwickelt, die ebenfalls durchfeuchtet sind und nach unten in Sickerbahnen übergehen können. Auch im Bereich der Sickerbahnen ist der Fels deutlich zurück verlegt. Bakterienbewuchs ist häufig, besonders aktiv zurückwitternde Bereiche scheinen allerdings für eine solche Besiedelung nicht genügend lange stabile Phasen aufzuweisen.

#### Interpretation:

Die Sickerwässer konzentrieren sich schon vor Erreichen der Oberfläche auf Sicker- oder auch kaum behinderte Abflussbahnen. Das setzt in der Regel einen bereits fortgeschrittenen Zersatz des Gesteins voraus. Unter diesen Umständen können zur Oberfläche hin um die Austrittsstelle auch durchfeuchtete Halos entstehen, die zusammen mit dem Sickerloch zurückwittern. Diese aktiven Ha-



Abb. 28: Fortgeschrittene Lochverwitterung hat zu einem unregelmäßigen, auch tiefere Bereiche des Gesteins erfassenden **kavernösen** Gefüge geführt. Wasseraustritte sind an den Löchern nicht zu beobachten, um die Löcher sind keine Halos entwickelt. Weite Bereiche der Fels-Außenseite sind verkrustet und von Organismen besiedelt. – Wasserstein, entlang der Straße Höchstädt-Betzenstein, Oberes Kimmeridge (GK25 Betzenstein)

los unterscheiden die Sickerwasser-Löcher und -Bahnen von der **Lochverwitterung**. Intermittierende, episodische Austrocknung scheint möglich zu sein. Von der unter 5.1. beschriebenen **Abschuppung** unterscheidet sich die Verwitterung an Sickerlöchern und -bahnen durch ihre Bindung an solche konkreten Austrittsstellen – in vieler Hinsicht sind die beiden Prozesse aber verwandt (flächenhafte Rückwitterung, mögliche Mitwirkung von Austrocknungsphasen, vermutlich auch der zerstörenden Calcit-Abscheidung).

### 5.3. Lochverwitterung

Abb. 14, 16, 26-29, 35

#### Kennzeichen:

Lochverwitterung ist ein allgegenwärtiger Prozess auf den Oberflächen der Dolomitfelsen. Ihre Entstehung wird von den heterogenen Gefügeeigenschaften des Dolomit-





Abb. 29: **Kavernöses bis pseudobrekziöses Gefüge** mit Dolomitsand-Akkumulation. Spätstadium der Dolomitverwitterung mit Destabilisierung größerer Gesteinsbereiche. Diese Ansicht verdeutlicht, warum fortschreitende Lochverwitterung mit zunehmender Austrocknung und versiegenden Wasseraustritten verbunden ist: Die Zunahme an Makroporen und größeren Hohlräumen enthält keine horizontalen Sickerbarrieren mehr, die das Wasser zur Außenseite des Gesteins leiten könnten. – Wasserstein, entlang der Straße Höchstadt-Betzenstein, Oberes Kimmeridge (GK25 Betzenstein)

gesteins, insbesondere der Nachbarschaft unterschiedlich permeabler Bereiche, unterstützt. Im frühen Stadium können die Löcher durch Wasseraustritte gekennzeichnet sein; diese treten aber mit deren Wachstum immer weiter zurück. Die Lochverwitterung kann sich bis zu hoch kavernösen oder gar pseudobrekziösen Gefügen entwickeln – was danach nur noch folgen kann, ist der Zusammenbruch des Gesteinsverbandes. Eine Felsoberfläche kann gleichzeitig sehr unterschiedlich große und tiefe Löcher aufweisen, wobei nicht ohne Weiteres nachzuweisen ist, wie groß die zeitliche Nähe hinsichtlich des Startpunktes gewesen sein mag. Das Fehlen von verwitterungsaktiven Halos unterscheidet die Lochverwitterung von den Sickerlöchern. Der Grund hierfür ist

eine rindenartige Verhärtung der Gesteinsoberfläche, die auch bei einer in die Tiefe des Gesteins eindringenden Durchlöcherung die Standfestigkeit des Felses bis hin zu fortgeschrittenen kavernösen Stadien bewahren kann.

#### **Interpretation:**

Die Lochverwitterung ist in ihrer Anlage eng mit den Sickerwasser-Löchern verwandt. Der wesentliche Unterschied besteht in der Art der Zurückverlegung: die Sickerlöcher wirken im Verein mit einem Halo und den ablaufenden Sickerbahnen über weitere Oberflächenbereiche. Die durch das heterogene Dolomitgefüge unterstützte Lochverwitterung wird hingegen von einer stabilen Felsoberfläche begleitet. Die Stabilisierung wird durch Rindenbildung verursacht, wobei die Rinde – in Bezug auf das Einsetzen der Lochverwitterung – präexistent sein kann. Lochverwitterung kann aber auch gemeinsam mit Rinden wirken oder am Ende sogar von diesen überwältigt werden.

Die steuernde Wirkung durch die ursprünglichen Gefügeheterogenitäten wird bei fortwirkender Lochverwitterung zunehmend in den Hintergrund gedrängt: je fortgeschrittener, desto arider werden tendenziell die mikroklimatischen Bedingungen: die Wirkung physikalischer Verwitterungsprozesse wird so im Laufe der Entwicklung zunehmen.

#### **5.4. Wabenverwitterung**

**Abb. 15, 16, 20, 30, 31**

##### **Kennzeichen:**

Die Wabenverwitterung ist an der Auflösung der Oberfläche zu erkennen, wobei weitgehend gleich große und gleich tiefe Hohlräume nur noch durch ein Netz aus schmalen Graten getrennt werden. Im Vergleich zur Lochverwitterung sind also keine dazwischen gelegenen, übrig gebliebenen, flächenhaften Fels- oder Rindenbereiche erhalten. Oberflächenbereiche mit Wabenver-



Abb. 30: Reste einer von Bakterien bewachsenen (grauen), weitgehend strukturdeckenden Kruste auf Dolomit. An einigen Stellen ist eine teilweise fossilisierte, teilweise aktive Lochverwitterung zu beobachten. Daneben sind Bereiche mit Wabenverwitterung entwickelt. – Loch, östl. Ortsausgang (Mittleres Kimmeridge, GK25 Hollfeld)



Abb. 31: Krustenbildung und Wabenverwitterung im Rhätolias-Sandstein. Die Kruste ist durch farbintensive Fe-Hydroxide abgehoben und teilweise von aktiver Wabenverwitterung durchlöchert (linkes Viertel oben), darunter ist die Kruste abgeplatzt und hat dabei auch völlig unstrukturierte, „frisch“ erscheinende Flächen hinterlassen. – Rhätolias-Sandstein, Ernst-Michel-Felsen südl. Gärtenroth (GK25 Kulmbach)





Abb. 32: Strukturdeckende Fe-Hydroxid-Kruste an einer Sandsteinwand. Hinter der zunehmend undurchlässiger gewordenen Kruste ist es bereits vor ihrer Ablösung zu Gesteinszersatz gekommen. Das kann offenbar so weit gehen, dass sich dort noch vor ihrem endgültigen Abplatzen Bereiche mit Loch- oder Wabenverwitterung entwickeln. – Rhätolias-Sandstein, Ernst-Michel-Felsen südl. Gärtenroth (GK25 Kulmbach)



Abb. 33: **Strukturierte Kruste** auf tafelbankigem Dolomit. Die durch Schwamm-Lagen strukturierte Kruste ist hier schwach mit Bakterien und Flechten besiedelt. Die meisten der kleineren Verwitterungslöcher sind stabilisiert und in die Verkrustung aufgenommen. Einzelne größere Löcher – wie in der Bildmitte unten – scheinen aktiv zu sein, ohne dass allerdings noch Aussickerung erfolgt. – Dolomitstein des Mittleren Kimmeridge, Felsgruppe („Taschnerfelsen“) NE-Ausgang Neuhaus/Aufseß (GK25 Hollfeld)

witterung waren an den Dolomitfelsen immer wieder zu beobachten, allerdings weit seltener als die Lochverwitterung. Auch sind die allein von Wabenverwitterung geprägten Bereiche in der Regel klein, Flächen größer 1x1m sind selten – ganze Wände, wie man es von Sandsteinen kennt, wurden nicht beobachtet.

Ihr Vorkommen ist an Außenwänden der Felsgruppen festzustellen, aber auch in eher geschützten Bereichen von Sickerwasser-Halos an Decken und Rückwänden von Rückwitterungshöhlen. Die an den Außenwänden diagnostizierte Wabenverwitterung war im Fall von Abb. 15 nicht mehr aktiv, sondern in einer strukturierten Kruste stabilisiert. Schwieriger zu beurteilen ist das Vorkommen von Loch (Abb. 30), bei dem gegenwärtige Aktivität nicht auszuschließen ist. Junge oder gar gegenwärtig aktive Wabenverwitterung war hingegen in mehreren Sicker-Höhlen am Höhlenstein südöstl. Obertrubach zu beobachten (Abb. 20).

### Interpretation:

Die Wabenverwitterung ist eine besonders von Sandsteinen bekannte Verwitterungsform. Ihre Entstehung und die Gründe für ihr weiteres Wachstum sind bis heute nicht völlig verstanden – entsprechend umfangreich ist die Literatur (ein klassischer Beitrag stammt von MUSTOE 1982, dazu neue Aspekte in MUSTOE 2010; die Fortentwicklung der Wabenverwitterung zu Formen, die diskordant zum Ausgangsgefüge verlaufen, wurde von MIKULÁŠ 2001 thematisiert). Salzsprengung in den Hohlformen und Rindenbildung in den Graten werden trotz vieler Kontroversen als wesentliche Prozesse angesehen – der in dieser Weise differenzierte Mikrokosmos ist an den Waben häufig auch schon makroskopisch zu beobachten (Abb. 15, 16), siehe auch die Skizzen Abb. 13.

Während die Lochverwitterung offenbar gleichzeitig mit einer Verkrustung oder einer bereits verkrusteten Felsoberfläche auftre-



ten kann, ist dies bei der Wabenverwitterung nicht möglich. Umgekehrt findet man jedoch nicht selten Reste von Wabenverwitterung, die in strukturierte Felskrusten einbezogen und fossil geworden sind (Abb. 15). Hierbei ragen die Grate allerdings gegenüber den Wabenrückwänden nur wenig hervor: dies könnte darauf hindeuten, dass das Abplatzen stark verkrusteter Grate die stabilisierende Krustenbildung eingeleitet haben könnte – Grund dafür könnte die mit der Verkürzung der Grate veränderte mikroklimatische Situation sein.

Literatur mit näheren Beschreibungen oder gar systematischen Untersuchungen von Wabenverwitterung in Dolomitgesteinen konnte nicht gefunden werden.

### 5.5. Strukturdeckende Krusten

Abb. 30, 32, 34, 35

#### Kennzeichen:

Krusten, die die sedimentäre Struktur des dahinter liegenden Gesteins verdecken (Abb. 29, 30, 33, 35), sind auf den Dolomitfelsen nicht selten. Die Unterscheidung **strukturdeckende/strukturierte Krusten** wurde aus ADAMOVIČ ET AL. (2011) entlehnt, die diese Formen an den Kreidesandsteinen im „Böhmischen Paradies“ beschreiben (*armoured rock crust/patterned rock crust*). Im Unterschied zu den Krusten des Böhmischen Sandsteins ist an den Dolomit-Felsen eine Besiedelung mit Algen oder Bakterien häufig. Während viele an Sandsteinen entwickelte Krusten aus äußerst verwitterungsresistenten, dicken Fe-Hydroxid-Krusten aufgebaut werden (vgl. auch Abb. 32), reicht der Fe-Gehalt von Dolomitgesteinen dafür nicht aus. Unsere Beobachtungen sprechen dafür, dass wiederum auch hier vor allem Calcit-Abscheidung für eine temporäre Stabilisierung der Felsoberfläche sorgt. Um hier zu einem präzisen Bild zu kommen, wären allerdings Untersuchungen mit REM und anderen Techniken wünschenswert.

#### Interpretation:

Felsoberflächen sind in ihrer Position nicht zufällig angelegt. In der Regel entsprechen sie Klüften, an denen das Gestein im Zuge der Verwitterung zerbricht oder zerfällt. Das Abplatzen von Krusten wird durch ihre zunehmende Undurchlässigkeit angeregt: hinter der Kruste entsteht gleichsam ein Sickerstau, der zur Zermürbung des äußersten nicht verkrusteten Bereichs und in der Folge zum Abbrechen der Kruste führt.

Die damit neu freigestellte Felsoberfläche wird aber in den meisten Fällen erneut einer tektonisch vorgezeichneten Kluft entsprechen: nur so wird verständlich, dass die Wände hinter den Krusten in der Regel so



Abb. 34: Tafelbankiger Dolomit mit multiplen Krusten. Die für fränkische Dolomitfelsen ungewöhnlich kantigen Quader sind durch die von Krusten verursachte Stabilisierung der Oberflächen bedingt. Die Verkrustung hat offenbar sehr früh – vermutlich schon vor der Freistellung der Felswände – in Klüften eingesetzt. Hinter abgeplatzten Krusten sind in mehreren Lagen weitere Krusten angelegt. So ist hinter der Kruste 3 in einem ausgebrochenen Abschnitt bereits eine nächste zu sehen (kleines Rechteck im großen). – Lok. wie Abb. 33

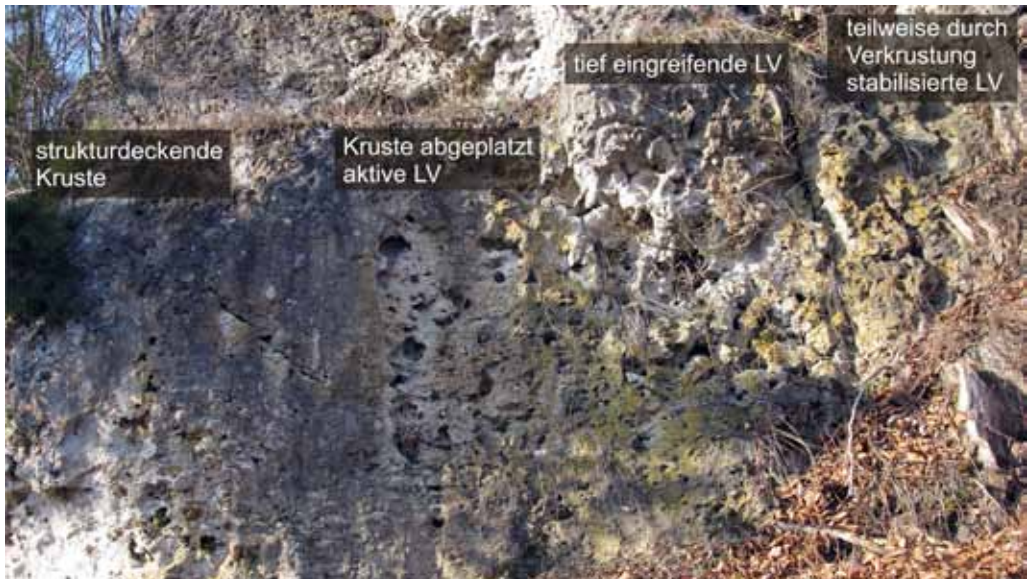


Abb. 35: Das enge Nebeneinander unterschiedlicher Oberflächenformen relativiert die bestimmende Bedeutung des dolomitischen Ausgangsgefüges. Die strukturdeckende Kruste (links) ist von Bakterien besiedelt, die daneben entwickelte Lochverwitterung (LV) scheint schon durch die Zermürbung hinter der abgeplatzten Kruste angelegt oder vorbereitet worden zu sein. In dem Bereich der tief eingreifenden LV ist das Gestein bereits auf dem Weg zum kavernösen Gefüge, während die LV rechts davon durch partielle Krustenbildung temporär stabilisiert zu sein scheint (die Kruste ist hier strukturiert, indem die Löcher mit einbezogen sind). – Unterhalb des Einganges zur Klauskirche bei Betzenstein, Oberes Kimmeridge (GK25 Betzenstein)

gleichmäßig eben sind (Abb. 36, hier allerdings unter einer überwiegend strukturierter Kruste). Der regelmäßige Abstand von Klufftanlagen kann in Dolomiten sehr eng werden und nicht mehr als wenige cm erreichen (hierzu liegen von uns entsprechende Beobachtungen im Druidenhain bei Wohlmannsgesees vor).

Die Entstehung von strukturdeckenden Krusten kann sicher an frei gestellten Felsoberflächen erfolgen. Es ist in einem Teil der Fälle aber nicht auszuschließen, dass die Anlage von Krusten bereits in Klüften erfolgte oder teilweise in ihnen angelegt war. Eine solche Interpretation wird für die Felsgruppe am Ortsausgang Neuhaus wahrscheinlich, wo mehrere Krusten räumlich hintereinander folgen (Abb. 34).

Gibt man der Möglichkeit einer Krustenanlage in Klüften Raum, dann wären auch mineralogisch vielfältigere Szenarien denk-

bar. Ein Teil der Krusten könnte demnach vielleicht schon unter kreidezeitlicher Bedeckung angelegt worden sein und daraus auch Komponenten bezogen haben. Ein Aspekt mehr, der für eine nähere Untersuchung der Krusten spricht.

## 5.6. Strukturierte Krusten

Abb. 30, 32, 34, 35

### Kennzeichen:

Die Abgrenzung strukturierter von strukturdeckenden Krusten ist oft nicht scharf. Die Zuordnung ist dann klar, wenn die Kruste Zeugnisse aktiver Oberflächen-Verwitterung enthält: stillgelegte Wabenverwitterung, fossile, inaktive Sickerlöcher oder das deutlich akzentuierte sedimentäre Gefüge des Dolomitsteins (letzteres besonders treffend in Abb. 33, 36). Abb. 35 rechts zeigt ein gutes Beispiel dafür, wie eine bereits stark von Lochverwitterung betroffene Oberfläche

durch Verkrustung so weit stabilisiert wurde, dass damit auch die Lochverwitterung versiegelt wurde.

Strukturierte Krusten sind in der Regel biogen besiedelt. Wenn auch die Rückwände von Hohlformen (Waben, Löcher) besiedelt sind, ist die völlige Fixierung der Oberfläche temporär gelungen.

#### **Interpretation:**

Strukturierte Krusten sind weit häufiger als strukturdeckende: angesichts der teilweise extremen, engräumigen Texturunterschiede des Dolomits ist eine strukturdeckende Versiegelung wohl nur in günstigen Fällen möglich. Dieser Aspekt spricht zusätzlich dafür, dass strukturdeckende Krusten ihre Anlage oft schon in Klüften haben dürften, bevor mit der Exposition eine stärkere morphologische Differenzierung der Oberfläche einsetzt.

Zur Entstehung dieser Krusten kann hier nicht mehr gesagt werden als im vorgehenden Absatz 5.5. Ihre Existenz belegt aber, dass die Krustenbildung tatsächlich an exponierten und – vermutlich im Gegensatz zu den strukturdeckenden Krusten – auch schon mehr oder weniger differenzierten Oberflächen erfolgen kann.

Die Bedingungen, die eine in Auflösung befindliche Oberfläche wieder durch Krustenbildung zu fixieren vermögen, sind nicht einfach zu benennen. Eine der offenen Fragen ist in diesem Zusammenhang auch die Rolle der Bakterien und Flechten sowie die Bedeutung spezifischer Mikro- und Mesoklimate.

#### **5.7. Frische, wenig strukturierte Oberflächen – Abb. 31, 36**

##### **Kennzeichen:**

Relativ ebene, wenig strukturierte Felsflächen, in der Regel ohne bakterielle Besiedelung. Daneben oder darüber findet man häufig noch Reste stark gezeichneter Gesteinsbereiche, die noch nicht abgeplatzt



Abb. 36: Eine stark strukturierte Kruste, teilweise schon kavernös und zerstört, ist dabei, sich von der dahinter liegenden, relativ „frisch“ wirkenden Fläche abzulösen. – Lok. Obertrubach, wie Abb. 7, 8, 14

sind, sich aber schon mehr oder weniger deutlich von der dahinter gelegenen, frischen Wand gelöst haben.

##### **Interpretation:**

Das Abplatzen von Rinden oder stark verwitterten, oft auch schon kavernösen Außenbereichen schafft immer wieder neue Angriffsflächen. Die Freilegung frischer Flächen durch Abplatzen von Verwitterungsrinden ist neben der kontinuierlicher wirksamen Abschuppung und der Verwitterung an Sickerbahnen ein weiterer Prozess, der die seitliche Rückverlegung der Felsgruppen vorantreibt.

#### **6. Schluss**

Das Ziel dieser Arbeit ist, der Sicht auf die Karstlandschaft Frankenalb eine weitere, bisher kaum beachtete Perspektive hinzuzufügen. Dabei kann die hier vorgelegte Dokumentation nicht mehr als ein erster Schritt sein.

Die in der Frankenalb weit verbreiteten Felsgruppen aus Dolomitgestein sind sicher das Ergebnis einer langen Formungsgeschichte,



bei der auch klassische Karstprozesse von wesentlicher Bedeutung waren. Der gegenwärtige Formenschatz, wie die in vielen Fällen feststellbare aktuelle Dynamik, ist jedoch höchstens zu einem kleinen Teil durch eigentliche Karstprozesse bestimmt. Wesentlich deutlicher ist hingegen der Anteil von Formungsprozessen, wie sie aus Sandsteinen und Tiefengesteinen beschrieben werden. Diese Analogien sind durch die körnig-kristalline Komposition des Dolomits begründet, der – lässt man den mineralogisch-chemischen Aspekt beiseite – in dieser Hinsicht als **mittel- bis grobkörniger, meist nur mäßig zementierter Dolomit-Sandstein** bezeichnet werden könnte. Es wäre daher unzutreffend, die heutige Gestalt der Dolomitfelsen ausschließlich auf Verkarstung zu reduzieren.

Ein Fall, in dem der hier versuchte Ansatz in eine neue Richtung weist, sind die bisher weithin als Decken- oder Lösungskolke bezeichneten Hohlformen. Die hier vorgestellten Beobachtungen sprechen dafür, dass es sich dabei zumeist nicht um Karstformen, sondern um rückverwitterte Sickerlöcher/Sickerbahnen unterschiedlicher Dimension handelt. Diese nach hinten geschlossenen **Rückwitterungshöhlen** zeigen Ähnlichkeiten mit den als „Tafoni“ bezeichneten Hohlräumen, wie sie aus semiariden Umgebungen, etwa Korsika und Sardinien, bekannt sind.

### Dank

Dank an die Teilnehmer des Kurses „Karbonatgesteine der Frankenalb“ für Mitarbeit und Diskussionsbeiträge: Rudolf Biemann, Wolfgang Fürstenhöfer, Horst-Udo Goertz, Norbert Hübner, Christian Kopf, Gabriele Prasser, Max Schmidt, Rudolf Schödel, Werner Straußberger, Hans Stuhlinger, Volker Stumpf, Karl Teschner, Wilhelm Walter. Besonderer Dank gilt Christof Gropp und Brigitte Hilpert von der Abteilung Karst- und Höhlenkunde – mit ihrer großen Erfahrung

gaben sie viele Anregungen; zugleich waren sie auch stets eine verlässliche und hilfsbereite Stütze. Besonderer Dank auch an Norgard Mühlendorfer für ihre Arbeiten am Mikroskop und die couragierte Assistenz beim Sägen der Proben.

### Literatur

- ADAMOVIČ, J., MIKULÁŠ, R. & CILEK, V. (2006): Sandstone Districts of the Bohemian Paradise: Emergence of a Romantic Landscape. – *Geolines* 21, 99 S., Prag.
- ADAMOVIČ, J., MIKULÁŠ, R., SCHWEIGSTILLOVÁ, J. & BÖHMOVÁ, V. (2011): Porosity changes induced by salt weathering of sandstones, Bohemian Cretaceous Basin, Czech Republic. – *Acta Geodyn. Geomater.*, Vol. 8, No. 1 (161), 29–45.
- BEYER, O. (1912): Alaun und Gips als Mineralneubildungen und als Ursachen der chemischen Verwitterung in den Quadersandsteinen des sächsischen Kreidegebiets. – *Zeitschr. Dtsch. Geol. Gesellschaft*, 63, 429–467.
- BRAM, G. & KOCH, R. (2008): Trubachweg – Geologie-Kultur-Klettern, 161 S., Görtler Druck, Forchheim.
- DORN, R.I. (2004): Case hardening. – In: *Encyclopedia of Geomorphology*, ed. A.S. Goudie, S. 118–119, London (Routledge).
- FLÜGEL, E. (2004): *Microfacies of Carbonate Rocks*. – 976 S., Berlin u.a. (Springer).
- FLÜGEL, E. & STEIGER, T. (1981): An Upper Jurassic Sponge-Algal-Buildup from the Northern Frankenalb, West Germany. – *SEPM Special Publication* 30, S. 371–397 (Tulsa, Oklahoma).
- HOFBAUER, G., KAULICH, B. & GROPP, C. (2005): Sind die Dolomithöhlen der Nördlichen und Mittleren Frankenalb tatsächlich das Ergebnis der Karbonatlösung? – <http://www.gdgh.de/Berichte/B7> (15. November 2005).
- HORNUNG, T. & KOCH, R. (2004): Fazieskartierung im Malm der Nördlichen Frankenalb (Oxford/Kimmeridge) im Gebiet Haselstauden-Großenhohe-Schoßaritz-Trubachtal. – *Geol. Bl. NO-Bayern*, 54, 1–50, Erlangen.
- KEMPE, S. & KETZ-KEMPE, C. (1982): *Höhlen in Deutschland*. – 113 S., HB Bildatlas Spezial 4, Hamburg.
- KEUPP, H. (1993): Microbial Carbonate Crusts – A key to the Environmental Analysis of Fossil Spongiolites? – *Facies* 29, S. 41–54, Erlangen.
- KOCH, R. (2011): Dolomit und Dolomit-Zerfall im Malm Süddeutschlands – Verbreitung, Bildungsmodelle,

- Dolomit-Karst. – Laichinger Höhlenfreund, **46**, 75 – 92, Laichingen.
- KOCH, R. & LIEDMANN, W. (1996): Diagenesis and fluid inclusions of Upper Jurassic “Sponge-Algal-Reefs” in SW-Germany. – In: Reitner, J., Neuweiler, F. & Gunkel, F. (1996): Global and Regional Controls on Biogenic Sedimentation. I. Reef Evolution. Research Reports. – Göttinger Arb. Geol. Paläont., **Sb2**, 221-225; Göttingen.
- KOCH, R., HORNUNG, T., PFEIFFENBERGER, S., WAGNER, K. & WEISS, C. (2003): Becken-Hang-Plattform-Übergänge im Kimmeridge 1-3 der Nördlichen Frankenalb (Exkursion F am 24. April 2003). – Jber. Mitt. ober-rhein. geol. Ver., N.F., **85**, 169-201.
- KOCH, R., SENOWBARI-DARYAN, B. & STRAUSS, H. (1994): The Late Jurassic “Massenkalk Fazies” of Southern Germany: Calcareous sand piles rather than organic reefs. – Facies, **31**, 179-208; Erlangen.
- KOCH, R. & SOBOTT, R. (2005): Porosität in Karbonatgesteinen – Genese, Morphologie und Einfluss auf Verwitterung und Konservierung. – Z. dt. Ges. Geowiss., **156**, 33-50, Stuttgart.
- KOCH, R. & WEISS, C. (2005): Basin-Platform Transitions in Upper Jurassic Limestones and Dolomites of the Northern Franconian Alb (Germany). – Zitteliana, **B26**, 43-56, München.
- KLAER, W. (1956): Verwitterungsformen im Granit auf Korsika. – 146 S., Gotha (VEB Hermann Haack).
- MIGÓN, P. (2006): Granite Landscapes of the World. – 422 S., Oxford (Oxford Univ. Press).
- MIKULÁŠ, R. (2001): Gravity and orientated pressure as factors controlling “honeycomb weathering” of the Cretaceous castellated sandstones northern Bohemia, Czech Republic). – Bull. Czech Geol. Surv., **76**, 217–226.
- MUSTOE, G.E. (1982): The origin of honeycomb weathering. – Geol. Soc. Amer. Bull., **93**, 108–115.
- MUSTOE, G.E. (2010), Biogenic origin of coastal honeycomb weathering. – Earth Surf. Process. Landforms, **35**, 424–434.
- PETEREK, A. (2008): Wie alt ist die Fränkische Schweiz? – In: Riffe, Wüsten und Vulkane: Was die Steine verraten, S. 8-25 (Begleitbuch zur Sonderausstellung im Fränkische-Schweiz-Museum Tüchersfeld).
- PETERKNECHT, K.M. (2011): Wachstum und Lösung an Quarzkörnern in fränkischen Höhlensedimenten in Relation zur neogenen Klimaentwicklung. – 289 S., Dissertation Univ. Hamburg.
- PFEFFER, K.-H. (1981a): Relikte tropischer Karstformen auf der Fränkischen Alb im Pegnitzgebiet.– Sonderveröff. d. geol. Instituts d. Univ. Köln **41**, S. 155-172 (Köln).
- PFEFFER, K.-H. (1981b): Das Karstgebiet der nördlichen Frankenalb zwischen Pegnitz und Vils. – Zeitschr. für Geomorphologie, N.F., Suppl.-Bd. **59**, S. 67-85.
- PFEFFER, K.-H. (1982): Pegnitztal und Karstgebiet Königstein. – Abh. f. Karst- und Höhlenkunde, **A 17**, S. 110-119, München.
- PFEFFER, K.-H. (2010): Karst: Entstehung – Phänomene – Nutzung. – 338 S., Stuttgart (Borntraeger).
- SCHIRMER, W. (2008): 140 Millionen Jahre alte Geschichte der Fränkischen Schweiz. – In: Riffe, Wüsten und Vulkane: Was die Steine verraten, S. 26-45 (Begleitbuch zur Sonderausstellung im Fränkische-Schweiz-Museum Tüchersfeld).
- SIEDEL, H. (2010): Alveolar weathering of Cretaceous building sandstones on monuments in Saxony, Germany. – Geol. Soc. Spec. Publ., **333**, 11–23.
- SIEGSMUND, S., WEISS, T., VOLBRECHT, A., ULLEMEYER, K. (1999): Marble as a natural building stone: rock fabrics, physical and mechanical properties. – Z. dt. geol. Ges. **150**, 237-257.
- SIEGSMUND, S., ULLEMEYER, K., WEISS, T., TSCHEGG, E. K. (2000): Physical weathering of marbles caused by anisotropic thermal expansion. – Int. J. Earth Sciences **89**, 170-182.
- TRAPPE, M. (2011): Sedimentpetrographie, Gliederung und Genese von Karstsedimenten, dargestellt am Beispiel der Südlichen Frankenalb. – 195 S., Relief Boden Paläoklima **25**, Stuttgart (Borntraeger).
- YOUNG, A.R.M. (1987): Salt as an agent in the development of cavernous weathering. – Geology, **15**, 962–966.

Anschrift des Verfassers

**Dr. Gottfried Hofbauer**

Anzengruberweg 2  
91056 Erlangen  
geoldoku@gdgh.de