

Mitt. bad. Landesver. Naturkunde u. Naturschutz	N. F. 15	2	277-301	1991	Freiburg im Breisgau 30. November 1991
--	----------	---	---------	------	---

Kieselsäure-Vorkommen im Muschelkalk des Enzkreises

von

KARL-LUDWIG HEYLIGENSTÄDT, Kämpfelbach 2*

Zusammenfassung: Es wird versucht, einen Überblick über die im Muschelkalk des Enzkreises festgestellten Kieselsäure-Vorkommen zu geben. Dabei erweist sich, daß verschiedenartige Bildungsbedingungen sowie Vorgänge, die mit der Sedimentationsphase einsetzen, während des gesamten Verlaufs der Diagenese und in manchen Fällen auch nach der Verfestigung des Gesteins noch andauern können, die Ursachen für ihr verschiedengestaltiges Auftreten sind. Tabelle 1 faßt das Ergebnis der bisherigen Überlegungen zusammen.

Einleitung

Kieselsäure, Siliciumdioxid SiO_2 , gehört zu den in der Erdrinde häufigsten, am weitesten verbreiteten und daher auch am besten untersuchten Mineralien. Sie tritt, abgesehen von einigen seltenen Modifikationen, vorwiegend als Quarz, Chalcedon und Opal auf. In karbonatischen Sedimentgesteinen eher spärlich vorkommend, wird sie aber dadurch mineralogisch interessant, daß sie in ihnen genetisch unterschiedliche Formen bildet, die zum Teil an bestimmte Horizonte gebunden sind.

Dies trifft auch für ihr Auftreten im Muschelkalk zu, dessen Schichten einen großen Teil des Enzkreises und des Stadtgebietes von Pforzheim einnehmen, teilweise allerdings durch Löß- oder Lößlehmüberdeckung verhüllt oder überbaut sind (Abb. 1). Sie enden im Süden dort, wo der unter ihnen liegende Buntsandstein zutage tritt. Diese Grenze wird meist mit dem Beginn des Schwarzwaldes gleichgesetzt. Nach Norden zu sinken sie der Einmuldung des Kraichgaus folgend ab und verschwinden schließlich unter den Schichten des Keupers.

Der Untere Muschelkalk, auch „Wellengebirge“ genannt, der im Enzkreis etwa 60 bis 65 m mächtig ist, erweist sich nach den Untersuchungen von SCHWARZ (1970) als eine Flachmeerbildung im Gezeitenbereich. Die verschiedenartigen auffälligen und früher schwer deutbaren Formen seiner Sedimentfolge finden damit ihre Erklärung als „Schräg-, Linsen- und Flaserschichtung, Priele und Kleinrinnen, subaquatische Rutschungen... Strömungs- und Rippelmarken“ (SCHWEIZER & KRAATZ 1982). Er besteht aus einer wechselnden Folge meist dünnschichtiger Ablagerungen, welche im Norden unseres Gebietes mit den Mosbacher Grenzschichten beginnt, die nach Süden zu in die Freudenstädter Fazies übergehen. In seinem unteren Bereich setzt er sich vorwiegend aus dolomitischen, in seinem mittleren Teil vor allem aus kalkigen und darüber überwiegend aus mergeligen Schichten zusammen. Sandschüttungen von Westen her reichen bis südlich Pforzheim.

* Anschrift des Verfassers: K.-L. HEYLIGENSTÄDT, Schulstraße 1, 7539 Kämpfelbach 2

Tabelle 1 Kieselsäurevorkommen im Muschelkalk des Enzkreises

Nr.	Art des Vorkommens	Entstehungsweise	Bildungsphase	Herkunft der Kieselsäure
1	Quarzsand	fluviatile und äolische Ablagerungen	während der Sedimentation	Verwitterungsmaterial des westl. Festlandes
2	des Gesteins	metasomatisch (porenfüllend b. gesteinsverdrängend)	während der gesamten Diagenese	im Gestein diffundierende Lösungen
3	Verkieselung seines Fossilinhalts	a) Verdrängung d. ursprünglich vorhandenen Substanz b) Ausfüllung v. Hohlräumen, die nach Auflösung d. Fossilinhalts zurückblieben	a) vorwiegend frühdiagenetisch b) nach Verfestigung d. Gesteins	a) im Sediment eingeschlossene Lösungen biogener Herkunft b) im Gestein diffundierende Lösungen
4	idiomorphe Quarze	unter salinarem Einfluß aus Lösungen "schwebend" auskristallisiert	früh- bis spätdiagenetisch, z.T. noch im Verlauf v. Auslaugungsvorgängen	im Gestein diffundierende Lösungen
5	andere Quarzkristalle	in Hohlräumen des Gesteins auskristallisiert	nach Verfestigung des Gesteins	in Klüften und Hohlräumen kursierende Lösungen
6	Tripel	unter dem Einfluß starker Evaporation ausgefällt	während der Sedimentation	anorganisch im Meerwasser gelöste Kieselsäure terrigener Herkunft
7	derbe Quarze und Quarzbrekzien	a) unter dem Einfluß starker Evaporation entstanden b) aus Lösungen ausgeschieden sekundär zerstört und wieder "verkitet"	a) während d. Sedimentation b) während d. Diagenese während und nach Auslaugungsvorgängen	a) anorganisch im Meerwasser gelöste Kieselsäure b) im Gestein diffundierende Lösungen primär gebildete Quarze wie unter a und b
8	Hornstein	a) aus SiO ₂ -Gel unter Wasserverlust entstanden b) konkretionär entstanden	a) vorwiegend frühdiagenetisch b) vorwiegend spätdiagenetisch	a) biogen (Schwammnadeln, Foraminiferen etc), aber auch anorganisch (kiesel-saure Lösungen terrigener Herkunft) b) im Gestein diffundierende Lösungen

Zur Zeit der Ablagerung des hier etwa 30 m mächtigen Mittleren Muschelkalks war das Muschelkalkmeer von der Thetys lange fast völlig abgeschnitten. Epirogene Bewegungen hatten zur Einengung der Meeresspforten und zur Bildung untermeerischer Schwellen geführt. Da mehr Wasser verdunstete als vom Lande her zufloß, wurden die Lebensbedingungen immer ungünstiger. Der Salzgehalt stieg an, Dolomit wurde ausgeschieden, und als gar Sulfate und schließlich Salz ausgefällt wurden, konnte sich spärliches Leben höchstens im Bereich von Flußmündungen halten. Über welche weite Flächen hinweg das Salz primär abgelagert wurde, ist schwer nachzuweisen, da es sich im Bereich bewegten Grundwassers nicht erhalten hat. Doch kam es wohl nicht zu einer durchgehend in gleicher Mächtigkeit zusam-

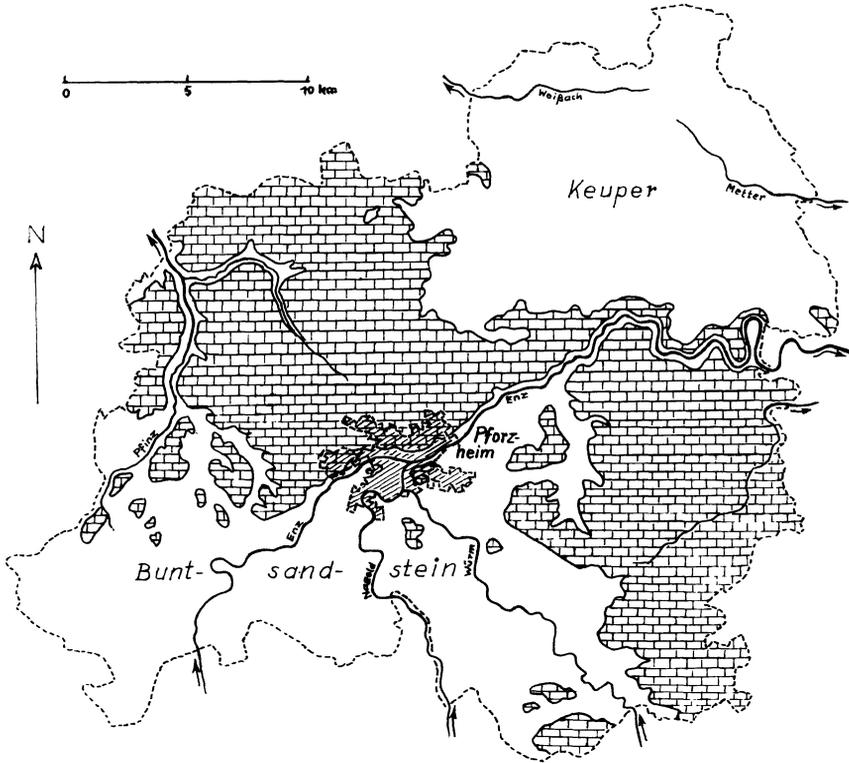
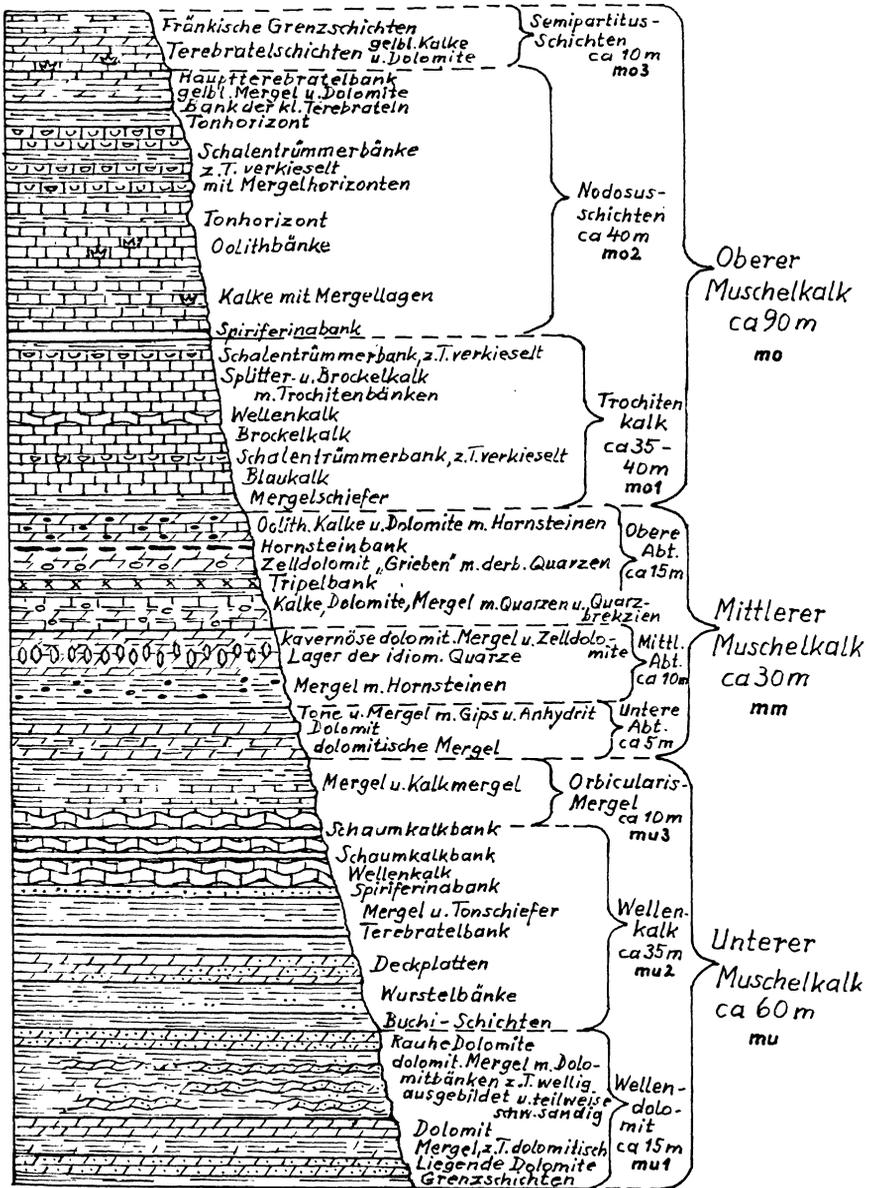


Abb. 1: Verbreitung des Muschelkalks im Enzkreis. - Die Lößbedeckung ist nicht berücksichtigt.

menhängenden Ablagerung. So durchteufte eine Bohrung bei Nordheim unter dem Heuchelberg 28,5 m, eine weitere bei Clebronn unter dem Stromberg aber nur 1,6 m Salz. Offenbar wurde die geringe Stärke der Salzschiefer durch Subrosion verursacht. Nach WILD (1973) waren „anscheinend wenig breite Aufwölbungen (Schwellen) und weitgespannte Mulden vorhanden, in denen sich das Salz bilden konnte“. Auch sind „im Bereich geringerer Salzmächtigkeiten - d.h. im Bereich der Schwellen - Aufarbeitungs- und Erscheinungen von primärer Abtragung des Salzes festzustellen, so daß... das Salz auf kurze Entfernung ganz fehlen kann. In diesen Fällen wird das... Salz durch Ton oder anhydritischen Tonstein ersetzt“. Wenn auch die Annahme einer Flachwasserbedeckung und submariner Erosion wohl die zutreffende Erklärung ist, so fällt es doch nicht schwer, an das vorübergehende Bestehen einer Playa bzw. einer Sabkha mit Restseen zu denken, zumal es nach neueren Feststellungen im sedimentären Milieu dieser Landschaftsformen zu Kieselsäureausscheidungen kommen kann, wie sie auch für den Mittleren Muschelkalk charakteristisch sind.

Als Grenze zum Oberen Muschelkalk, dem „Hauptmuschelkalk“, wird von vielen Autoren die Hornsteinbank angesehen. Es scheint aber sinnvoller zu sein, sie zwischen den Mikrofaunaschichten und dem Trochitenkalk anzusetzen, da sich hier ein deutlicher, durch Änderung der Sedimentationsverhältnisse verursachter Gesteinswechsel ausprägt. Zugleich bekundet die nun einsetzende Fülle fossiler Ein-



Sand 00 idiom. Quarze drusig ausgebildete Quarze
 xxx Tripel 00 derbe Quarze u. Quarzbrekzien
 00 verkieselte Fossilien •• Hornsteine

Abb. 2: Profil des Muschelkalks mit SiO₂-Vorkommen. - Vereinfacht gezeichnet nach WIRTH 1958, METZ & WEINER 1963 u. eigenen Beobachtungen.

schlüsse, daß wieder eine Verbindung zur Thetys besteht, daß Wasseraustausch stattfindet und neues Leben in das Muschelkalkmeer eingedrungen ist, wo es zwar in der Folge zeitweilig eine hohe Individuenzahl erreicht, jedoch hinsichtlich der Artenvielfalt nie mit der Thetys und dem Weltmeer konkurrieren kann. Die Schichten des Oberen Muschelkalks werden im Enzkreis bis zu 80 m mächtig und schließen mit den Semipartitusschichten nach oben ab. Alle Anzeichen weisen darauf hin, daß auch sie in einem Meer von geringer Tiefe abgelagert wurden, wobei das Auftreten von Schalentrümmerbänken auf stärkere Wasserbewegung deutet.

Wie die vereinfachte Gliederung des Muschelkalks zeigt, sind die Vorkommen der Kieselsäure nicht nur sehr ungleich über die Schichten verteilt, sondern auch von sehr unterschiedlicher Beschaffenheit (Abb. 2).

Quarzsand

Bereits in den Unteren Dolomiten des Unteren Muschelkalks, die im Steinbruch Seeäcker bei Mühlhausen a.d. Würm und in einem ehemaligen Steinbruch nördlich Gräfenhausen (Abb. 3) aufgeschlossen sind, läßt sich Quarz als feinsandiger Bestandteil nachweisen. Ein im Stbr. Seeäcker dem Bereich der Liegenden Dolomite entnommenes Handstück besitzt einen SiO_2 -Gehalt von 16,8%. Detritische Quarzkörnchen um 0,1 mm Durchmesser wurden in nur geringer Zahl festgestellt, waren jedoch in manchen Lagen bis zu 50% angereichert.

ZIPPRICH (1935) beschreibt die Oberfläche der Liegenden Dolomite als „schwach sandig, etwas glimmerig“. Dazu heißt es in den Erläuterungen zu Bl. 7017 Pfingsttal: Sie „hinterlassen bei der Verwitterung einen... feinen Sandstein“ (SCHNARRENBERGER 1985). Die Erläuterungen zu Bl. 7018, Pforzheim-Nord führen

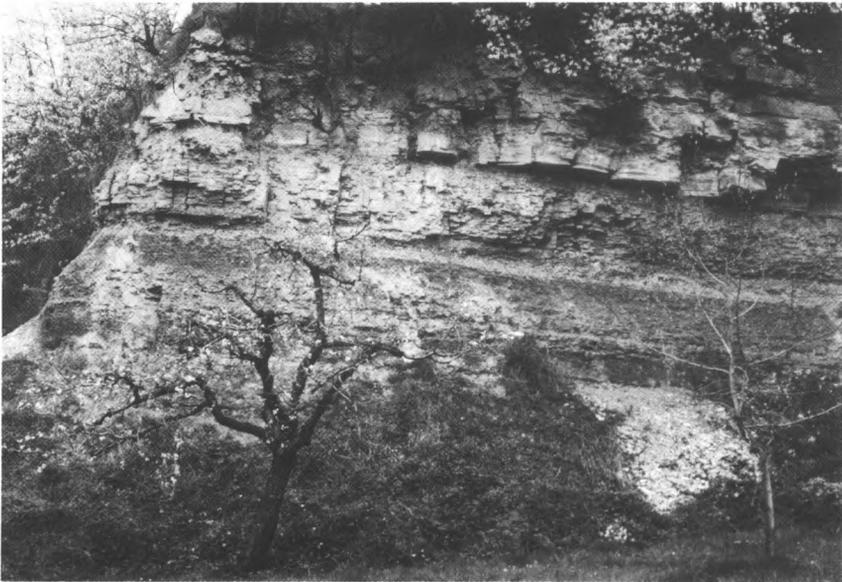


Abb. 3: Steinbruch nördlich Gräfenhausen. –
V. u. n. o.: Röt, Grenzschichten, Liegende Dolomite, Mergel.

zwei „etwas sandige . . . Dolomitbänke“ an (BRILL 1984a), und in den Erl. zu Bl. 7118 Pforzheim-Süd ist die Rede von einem „oft gut erkennbaren Quarzsandgehalt des Gesteins“ als einem „Zeichen für ausgesprochene Flachseebildung und Küstennähe. Eigenartig ist das fast völlige Fehlen von Glimmer . . .“ (BRILL 1984b). Auch bei Bl. 7117 Birkenfeld wird auf einen „feinen Quarzsandgehalt“, allerdings in den darüber liegenden mergeligen Schichten verwiesen (FRANK 1982). ZIPPRICH (1935) berichtet, der mittlere Teil dieser Mergel enthalte Dolomitbänke, die bei Verwitterung „in einen feinkörnigen feinglimmigen Sandstein“ übergehen. Für das Blatt 7219 Weil der Stadt werden ebenfalls „etwas sandige und glimmerführende, feste Dolomite“ angegeben, die jedoch über den Wurstelbänken, also stratigraphisch höher liegen (SCHMIDT 1961). Es scheint sich dabei um die Region der Deckplatten zu handeln. Mehr oder weniger geringe Sandgehalte sind nach meinen Beobachtungen aber auch in weiteren, in der Literatur nicht erwähnten Schichten festzustellen, so auch bei Ittersbach in den eben genannten Wurstelbänken.

Die Erläuterungen zu Bl. 7117 Birkenfeld erklären: „Es sind diese sandigen Lagen im unteren Wellengebirge die letzten Andeutungen des weiter im Westen, im Elsaß-Lothringer Gebiet, am Fuß des einstigen ostfranzösischen Festlandes zur Zeit des Wellengebirges abgelagerten «Muschelsandsteins».“ Sie wurden von PLATZ schon 1872 in seiner kurzgefaßten „Geologie des Pfingzthals“ angeführt. Er gibt u.a. an: „ . . . in den Umgebungen von Nöttingen, Darmsbach und Ottenhausen fehlt der rothe Schieferthon. An seiner Stelle liegt ein gelber, mürber Sandstein . . . welcher Meerespetrefacten einschließt.“ Er betrachtete ihn also irrtümlich als ein „Äquivalent des Röth“. GRABENDÖRFER (1894) äußert sich dazu nicht, sondern berichtet nur, daß die Dolomitbänke „vielfach reich an feinem Sand sind“.

Daß diese Quarzsande, deren Korn, wie schon SCHMIDT 1907 feststellte, von West nach Ost abnimmt, bereits während der Sedimentationsphase in die Ablagerungen gelangten und nicht etwa metasomatischer Entstehung sind, steht außer Frage. WAGNER (1960) spricht von „Sandschüttungen im Wellengebirge“. Sie lassen sich im Bereich des Enzkreises bis östlich Huchenfeld nachweisen. Da eine Einschwemmung von Flußmündungen her in das sehr flache Meeresbecken wohl nur unter besonders günstigen Strömungsbedingungen so weit gereicht haben kann, muß auch an äolische Einstreuung gedacht werden, so wie dies gegenwärtig noch im Mittelmeerraum zu beobachten ist, wenn starke Winde den Staub der Sahara weit über das Meer tragen.

Untersuchungen ergaben, daß in sehr vielen Schichten des Muschelkalks, wenn auch meist in sehr geringer Menge, winzige detritische Quarzteilchen eingelagert sind (siehe Anmerkungen Tab. 2). Auch bei ihnen dürfte die Möglichkeit einer Einwehung vom Lande her nicht auszuschließen sein, doch sollten daneben auch andere, z.B. die einer Einbringung durch Organismen, in Betracht gezogen werden.

Verkieselung des Gesteins

Dahingestellt sei, ob alle SiO₂-Bestandteile der Bank der *Spiriferina fragilis* in diese auf dem Wege der Sandschüttung gelangt sind. SCHNARRENBERGER (1985) berichtet, frisch sei ihr Gestein „dunkelschwarz und fein verkieselt“ und zerfalle „oft schon im Raum eines Handstücks in eine innere dolomitisch spätige und äußere feinsandig ockerige Zone“. Bei TRUNKO (1984) liest man: „Es ist eine komplex aufgebaute sandige Trümmerbank, die obersten Zentimeter bestehen oft aus kalkig dolomitischem Quarzsand.“

Tabelle 2 SiO₂-Gehalt verschiedener Gesteinsproben

Nr.	Gesteinsprobe	Ort der Entnahme	SiO ₂ in %	Anmerkungen
1	Orbicularis- mergel mu3	Hang des Schalken- bergs b.d.Schule, Bilfingen	2,1	sehr wenige detritische Quarzkörnchen bis 0,5 mm Durchmesser im gesamten Gestein
2	Zelldolomit mm	Stbr. Auerhahnen- falz, Dietlingen	18,0	sehr wenige detritische Quarzkörnchen um 0,5 mm Durchm., öfter kleine Chalcedonkonkretionen
3	Mikrofauna- schichten mm	Stbr. Auerhahnen- falz, Dietlingen	20,5	sehr selten detrit. Körn- chen bis 0,3 mm Durchm.; poröse, durch Pellets strukturierte Bereiche sind m. Chalcedon imprä- gniert u. bilden d.Horn- steinknollen. Quarz auch als Chalcedon m. Calcit auf Klüften
4	Trochitenkalk mo1	Stbr. Obsthof, Pforzheim	1,8	Quarz enthalten als Teile v. Schalenbruchstücken (Pseudomorphosen v.Chalce- don n.Calcit), etwas Bitu- men
5	Terebratel- bank mo1	Stbr. Obsthof, Pforzheim	3,5	Quarzgehalt submikrosko- pisch verteilt m.Ausnahme eines Fischzähnchens aus Chalcedon
6	knaueriger Blaukalk mo1	Stbr. Obsthof, Pforzheim	3,2	sehr wenige detritische Quarzkörnchen um 0,1 mm Durchmesser; sehr viel Bitumen
7	blaugrauer Schalentrüm- merkalk mo1	Stbr. Obsthof, Pforzheim	10,5	in dichten Gesteinsparti- en als detrit.Körnchen bis 0,3 mm Durchm., in gröberkörnigen, schill- reichen Lagen detrit.Körn- chen bis 0,1 mm Durchm., hier auch pseudom.n.Calcit in Fossilschalen; Spu- ren von Bitumen
8	dolomitisches Gestein mo3	Straßeneinschnitt ca 1 km nördl. v. Göbrichen	6,5	Quarz als wenige detriti- sche Körnchen bis 0,05 mm Durchmesser
9	dolomitische Bank mo3	Straßeneinschnitt ca 1 km nördl. v. Göbrichen	11,8	sehr wenige detrit. Körn- chen bis 0,03 mm Durchm. im gesamten Gestein, in Fraßgängen u. einzelnen Lagen jedoch angereichert bis ca 10 %

Im Mittleren Muschelkalk tritt SiO₂ in manchen Lagen kristallin fein verteilt auf, während andere Lagen eine feine Imprägnierung von Chalcedon aufweisen. Sehr viel höher, im Trigonodusdolomit des Oberen Muschelkalks werden in den Erl. zu Bl. 7019 Vaihingen/Enz bei Dürrmenz „Bänke eines feinsandigen bräunlichen Dolomits“ angeführt. Die Erl. zu Bl. 7119 Weissach verzeichnen bei Serres „ein sandig verwitterndes mürbes Gestein“, von dem nach Auflösung durch HCl nur „ein verschwindender Rückstand klastischer Mineralien, hauptsächlich Quarz“ verblieb. Mit Sicherheit sind geringe Quarzanteile, die den Gesteinen äußerlich nicht anzusehen sind, in den Schichten des Muschelkalks weit verbreitet. So ergab die quantitative Analyse von Sphaerocodiencalken (wie sie auch im Enzkreis z.B. bei

Kieselbronn auftreten) aus der Nähe von Weissach und Heimerdingen einen Quarzanteil von 0,58 bzw. 0,53 % (FRANK 1969). Weitere Untersuchungsergebnisse sind der Tabelle 2 zu entnehmen.

Im Gegensatz zu den echten Sanden des Unteren Muschelkalks handelt es sich hier um das Ergebnis metasomatischer Vorgänge, bei denen die in den Porenräumen des Gesteins sprossende Kieselsäure den Kalk mehr oder weniger stark verdrängen und mit ihm zu einer Art sedimentär quarzitisches Gefüges zusammenwachsen kann. Ihre Ursache sind die Löslichkeitsverhältnisse von SiO_2 und CaCO_3 in Abhängigkeit vom pH der Lösung. „Erhöhung des pH wirkt löslichkeitserhöhend auf SiO_2 und löslichkeitsmindernd auf Kalk“ (v. ENGELHARDT 1973). Derartige Verkieselungsvorgänge können während der gesamten Phase der Diagenese einsetzen. Neuerdings wurde festgestellt, daß auch in gegenwärtig bestehenden Lagunenbereichen ein sehr frühes Wachstum authigenen Quarzes stattfindet (GRESSE 1968).

Da diese Vorgänge das Gestein nur sehr ungleichmäßig ergriffen haben, wechselt die Intensität der Verkieselung oft auf relativ geringe Distanz. „Verkieselung der kristallinen Kalke . . . findet sich hauptsächlich in den Nodosus- aber auch in den Trochitenkalken“ heißt es bei KRANZ (1962). Und wenn etwas weiter vom „teilweise ausgelagten, bisweilen nur noch aus Kieselsäure bestehenden «Nodosuskalk»“ bei Perouse die Rede ist, so dürfte in ihm wohl das Endstadium eines solchen Verdrängungsprozesses vorliegen. Und bei den „Hornsteinbänken“ des oberen Nodosuskalks, früher bei Flacht und Mönnsheim zu Pflastersteinen verarbeitet, handelt es sich nicht um die SiO_2 -Varietät Hornstein, sondern ebenfalls um stark verkieselte Kalkbänke.

Verkieselte Fossilien

Nicht selten treten im Muschelkalk auch verkieselte Fossilien auf. Sie sind vor allem im Bereich der Schalenrümmersbänke des Trochiten- und des Nodosuskalks zu finden, jedoch nicht an bestimmte Horizonte gebunden. SCHMIDT (1971) berichtet: „Gelegentlich stellt sich eine leichte Verkieselung in den Kalken ein, so daß von ihr ergriffene Muschelschalen länger der Verwitterung Widerstand leisten und dann, hebräischen Schriftzeichen vergleichbar, herauswittern („Hebräerbänke“). Bei den Steinklopfern waren die sehr harten verkieselten Muschelbänke wenig beliebt, da sie der mechanischen Zerkleinerung großen Widerstand leisteten und deshalb als „knütze Steine“ bezeichnet wurden (SCHMIDT 1985).

Heute finden sich verkieselte Fossilien nur noch selten, herausgewittert im Ackerboden. Früher sollen sie bei Perouse sowie bei Flacht und Rutesheim, also nur wenig außerhalb des Enzkreises, in größerer Zahl gefunden worden sein (ENGEL 1908). Verhältnismäßig häufig findet man dagegen auch heute noch verkieselte Lumachelnstücke im Bereich des Trochiten- und Nodosuskalks, z.B. zwischen Serres und Mönnsheim (KRANZ 1962), nördlich von Enzberg (BRILL 1984a), bei Ispringen, Ersingen und anderen Orten auf den Feldern oder auf Lesesteinhaufen.

Mittels verdünnter Salzsäure lassen sich selbst zartschalige Bivalven oder Gastropoden leicht vom umgebenden Gestein befreien und zeigen dann, sofern sie unbeschädigt in das Sediment eingebettet wurden, ihre vollständige Gestalt (Abb. 4). In ihnen ist an die Stelle ursprünglich vorhandener organogener Substanz Quarz getreten. Dieser fossildiagenetische Prozeß kann bereits unmittelbar nach der Einbettung in das Sediment eingesetzt und sich in mehreren Schritten vollzogen haben. Im Normalfall findet zunächst eine Umwandlung des Aragonits der Muschel- oder Schnecken- schalen in Calcit statt, da die instabile rhombische in die stabilere rhom-

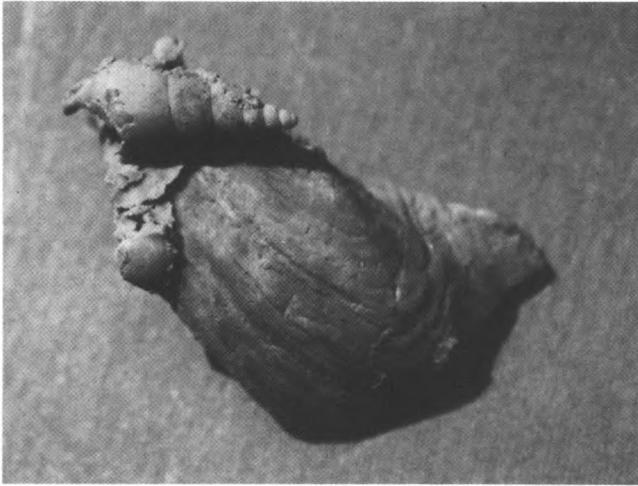


Abb. 4: *Hoernesia socialis*, *Zygopleura* sp. u. *Myophoriopsis* sp. (Dietlingen, Steinbruch an der Straße nach Ersingen).

boedrische Form des Calciumkarbonats übergeht. Es kann aber auch eine Umwandlung in Dolomit erfolgen. Durch einen weiteren Verdrängungsprozeß tritt dann an dessen Stelle SiO_2 , so daß die Fossilien schließlich als „Quarzpseudomorphosen“ vorliegen. Gewöhnlich haben sie aber schon bei der Umkristallisation des Karbonats ihre Feinstruktur eingebüßt. Daher weisen verkieselte Fossilien fast immer eine matte oder sogar rauh erscheinende Oberfläche auf, die die zarten Strukturen der einstigen Oberfläche nur noch undeutlich erkennen läßt.

Wurden die organogenen Hartteile oder das später an ihre Stelle getretene Karbonat vollständig weggelöst, so blieben entweder die Hohlräume erhalten oder es kristallisierte sich in ihnen aus diffundierenden Wässern zugeführte Substanz aus. Wurden sie von ihr nicht vollständig ausgefüllt, so kam es zur Bildung von „Fossildrusen“. Derartige leere oder nur teilweise ausgefüllte Hohlformen, wie sie z.B. an der Ersinger Sommerhölde als mit Quarzkristallen ausgekleidete Hohlräume nach Terebrateln gefunden wurden, beweisen, daß ihr einstiger Inhalt erst herausgelöst wurde, nachdem das Sediment bereits verfestigt war (GEYER 1973).

Idiomorphe Quarze

Seit fast 250 Jahren beanspruchen die hellbraunen bis schwarzen Quarzkristalle des Mittleren Muschelkalks die Aufmerksamkeit der Mineralogen. 1745 wurden sie erstmals von GESSNER beschrieben. Er nannte als Fundort Öschelbronn und gab an, daß auch bei Gräfenhausen solche Steine, zuweilen sogar von roter Farbe, gefunden wurden. 1759 berichtete DEIMLING über diese Kristalle und wies darauf hin, daß sie auf Sandstein gerieben, einen Geruch „fast wie bey abgebrantem Schießpulver“ erzeugten. ERHARD (1802), WALCHNER (1829), SANDBERGER (1864), PLATZ (1872), LEONHARD (1876), HOHENSTEIN (1913) u.a. Autoren haben diesen ersten Berichten weitere folgen lassen. So sind im Bereich des Enzkreises und darüber hinaus eine Reihe von Fundstellen bekannt geworden. Manche von ihnen sind längst überbaut,

von anderen, wie Nöttingen, Königsbach, Gräfenhausen und Mönshheim sind neuere Funde nicht zu verzeichnen. Ein kleiner Aufschluß am Leierberg bei Ersingen, wo die Quarzkristalle im anstehenden Gestein auftraten, ist erst kürzlich (1988) zugeschüttet worden. Man findet sie aber noch, wenn auch recht selten, herausgewittert auf Äckern und in Weinbergen der Gemarkungen von Dietlingen, Ellmendingen, Bilfingen, Ersingen, Ispringen, Pforzheim, Öschelbronn und Wurmberg.

Die Größe der Quarzkristalle reicht von wenigen Millimetern bis zu etwa 4 Zentimetern. Daneben finden sich stellenweise im Gestein aber auch winzige, nur mit der Lupe auszumachende Kriställchen. An unversehrten Kristallen sind positives und negatives Rhomboeder sowie die Prismenflächen festzustellen. Nebenflächen fehlen. Häufig aber treten Wachstumsstörungen auf. Verzerrungen durch das Vorherrschen eines Rhomboeders sind nicht selten. Die von GRIMM (1962) aufgestellte Wachstumsreihe idiomorpher Quarze war bisher mit ihren drei ersten Gliedern (positives Rhomboeder = pseudokubischer Quarz, positives-negatives Rhomboeder = pseudokubischer Quarz mit abgeschragten Ecken, Dihexaeder) zwar nicht nachzuweisen, doch liegt ein Kristall von Wurmberg vor, der das Vorherrschen des negativen Rhomboeders bei nur teilweiser und so geringer Ausbildung von Prismenflächen zeigt, daß trotz Verwachsung mit einem kleineren Kristall der Eindruck pseudokubischen Quarzes entsteht (Abb. 5). Verwachsungen mit anderen Kristallen sind häufig, dagegen scheint echte Zwillingsbildung eher selten zu sein und ist schwierig zu erkennen. Bei Wurmberg fand man in neuerer Zeit allseitig in Kristallspitzen endende, auch radialstrahlig aufgebaute Aggregate.

Nach ROSENBUSCH (1927) können die „Stinkquarze“, wie sie wegen des beim Zerreiben oder Zerschlagen entstehenden Geruches auch genannt werden, Calcit, Dolomit, Ton und kohlige Substanz enthalten. JUNG (1960) zufolge sind sie „mit erdölartigen Stoffen durchtränkt“. Sie werden daher auch als „bituminöse Quarze“

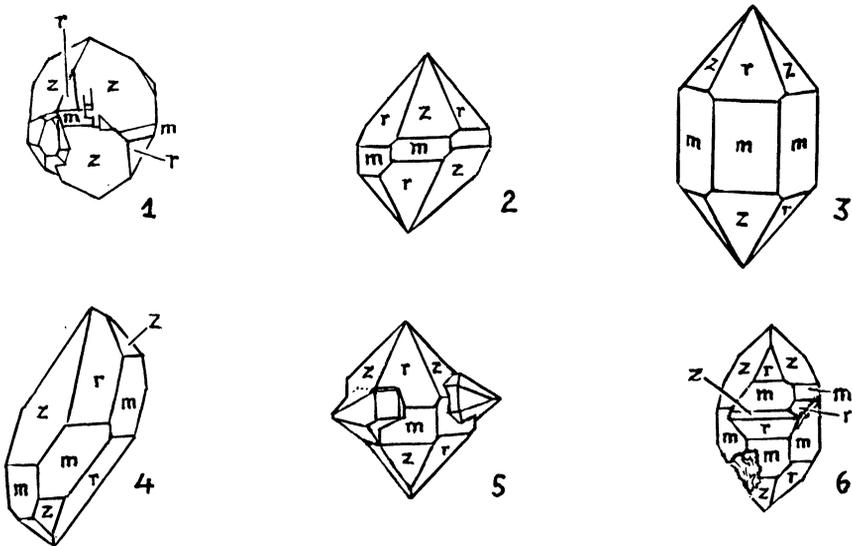


Abb. 5: Idiomorphe Quarze aus dem Enzkreis. -
1 und 6 Wurmberg, 2 bis 5 Dietlingen.

bezeichnet. An Kristallen von Dietlingen, „die ihre Färbung und auch den beim Zerbrechen auftretenden Geruch bituminöser Substanz verdanken“, zeigte sich nach KORITNIG (1961) bei genauerer Untersuchung, daß sie „voll von Anhydriteinschlüssen sind“. Im Durchschnitt sind es etwa 7 Gew. % Anhydrit. „Bis auf eine geringe Ausnahme sind . . . die Anhydritkriställchen nicht orientiert eingewachsen“. Ferner fanden sich „kleine idiomorphe Dolomitrhomboederchen“. Bei den Kristallen der anderen Fundorte dürfte es sich ähnlich verhalten. Wie die Trübung des Kerns erkennen läßt, häufen sich derartige Einschlüsse im kristallin-körnigen Innern; dagegen besteht die dünne Außenschicht meist aus verhältnismäßig durchsichtigem Quarz. Während viele Kristalle, meist sind es die kleineren, gleichmäßig dunkelbraun oder fast schwarz gefärbt sind, sehen andere hellfleckig oder wie marmoriert aus.

Vielfach meinte man, daß es sich bei diesen Quarzen um relativ junge Bildungen handle. FRANK (1982) nennt sie sogar die „neuauskristallisierten Stinkquarze oder Rauchquarze“. FRAAS (1894), der das Kartenblatt 7516 Freudenstadt bearbeitet hat, wo ebenfalls solche Quarze vorkommen, sah in ihnen Verkieselungen ursprünglich vorhandenen Dolomit- oder Kalksand, die gesetzmäßig weiterwachsend zur Bildung der Kristalle geführt hatten. Beobachtungen an zahlreichen anderen Fundorten authigener Quarze führten seither zu der Feststellung, daß ihre Entstehung weitgehend auf salinaren Milieu beschränkt und ihr Vorkommen geradezu als Indiz für salinare Bildungsräume anzusehen ist (GRIMM 1962). Nach anderen Autoren gibt es jedoch noch keine schlüssigen Beweise, „den Habitus der authigenen Quarze als Faziesindikator zu diskutieren“ (BEHR et al. 1979). Im Enzkreis und darüber hinaus an der Nord- und Ostabdachung des Schwarzwalds treten sie aber bezeichnenderweise stets in den zwar nicht durchgehend Salz, wohl aber einst Anhydrit führenden Schichten des Mittleren Muschelkalks auf.

Während manche Autoren annehmen, daß die Bildung von Quarzkristallen im Gestein nur aus Lösungen mit hoher SiO_2 -Konzentration und/oder nur unter besonderen Bedingungen (Veränderung des Drucks, des pH-Werts, der Temperatur u.a.) stattfinden kann, unterliegt es nach JUNG (1960) „keinem Zweifel, daß sich kristallisierte Kieselsäure auch aus Hydrosolen . . . oder Lösungen bilden kann, ohne den Weg über das Gel einzuschlagen“. Nach GRIMM (1962) hängt es „von der Art des Wirtsgesteins, von der Menge und Lösungsform der antransportierten Kieselsäure und ihrer Kristallisationsgeschwindigkeit“ ab, ob es zur Bildung eines Gels oder eines Kristalls kommt. Aus anomal stark angereicherten und überwiegend in kolloidaler Dispersion vorhandenen Lösungen scheidet sich Kieselsäure meist rasch und als Gel aus, während bei normal geringer SiO_2 -Konzentration ein geordnetes Wachstum von Kristallen einsetzt. Unter salinarem Einfluß, also bei erhöhter Elektrolyt-Konzentration, kommt es im karbonatischen Sediment zur Quarzneubildung, da dann die in molekularer Lösung meist als Orthokieselsäure H_4SiO_4 vorliegende Kieselsäure fast vollständig ausgefällt wird. Eine in der Natur wohl immer gegebene Voraussetzung dafür ist das Vorhandensein von Kristallkeimen, die sich durch spontanes Zusammenfügen von SiO_2 -Molekülen bilden können. Und wie bei der hydrothermalen Quarzsynthese scheint auch der Einfluß anderer in Lösung vorhandener Substanzen eine mehr oder minder begünstigende Rolle zu spielen.

Die Salzlösungen, die die Ausscheidung von Quarz bewirken, können dem Gestein selbst entstammen oder aus entfernteren stark salinaren Gesteinen eingewandert sein. Im Falle des Mittleren Muschelkalks trifft das erstere zu. Die Bildung der hier beschriebenen Kristalle dürfte von Beginn bis Ende der salinaren Phase, also während einer langen Zeit der Diagenese stattgefunden haben. Die Meinung, daß

sie relativ junger Entstehung seien, ist nach neueren Beobachtungen am sedimentären Milieu von Gezeitenbereichen, Lagunen und Sabkhas nicht mehr aufrecht zu halten. Sie zeigten, daß unter den Bedingungen der Evaporation die Bildung von authigenem Quarz schon sehr früh einsetzen kann. Dabei kann der Quarz Relikte von Sulfaten und Karbonaten umschließen, und man ist versucht, an die Anhydrit- und Dolomiteinschlüsse zu denken, die KORITNIG (1961) in Quarzkristallen von Dietlingen nachwies. Doch wäre es zu weit gefolgert, daraufhin das Bestehen der erwähnten Landschaftsformen für unser Gebiet anzunehmen. Seine Sedimente sind eindeutig marin und müssen in einem Flachmeer abgelagert worden sein.

Nicht auszuschließen ist, daß mit dem Einsetzen der Auslaugungsvorgänge die im Gestein migrierenden Wässer eine erneute Elektrolytzufuhr bewirkten. Vielleicht verdanken die sehr kleinen, meist wasserhellen Quarzkristalle, die mit der Lupe in manchen brekziösen Handstücken auszumachen sind, diesem Umstand ihre Entstehung.

Andere Quarzkristalle

Keine Andeutung bituminöser Einschlüsse weisen die meist recht kleinen (2 bis 6 cm Durchmesser) aus dem Oberen Muschelkalk stammenden Kristallgruppen auf, die sich am Ameisenberg, Ersingen, herausgewittert auf Steinriegeln fanden. Ähnliche Kristallaggregate wurden aus dem anstehenden Gestein der unteren Nodosus-schichten im Steinbruch nördlich der Bahnlinie zwischen Enzberg und Mühlacker geborgen. Ein größeres Kristallaggregat konnte im Straßeneinschnitt ca. 1 km nördlich von Göbrichen einer kluftartigen Höhlung der dolomitisch ausgebildeten Terebratelschichten des obersten Hauptmuschelkalks entnommen werden (Abb. 6).

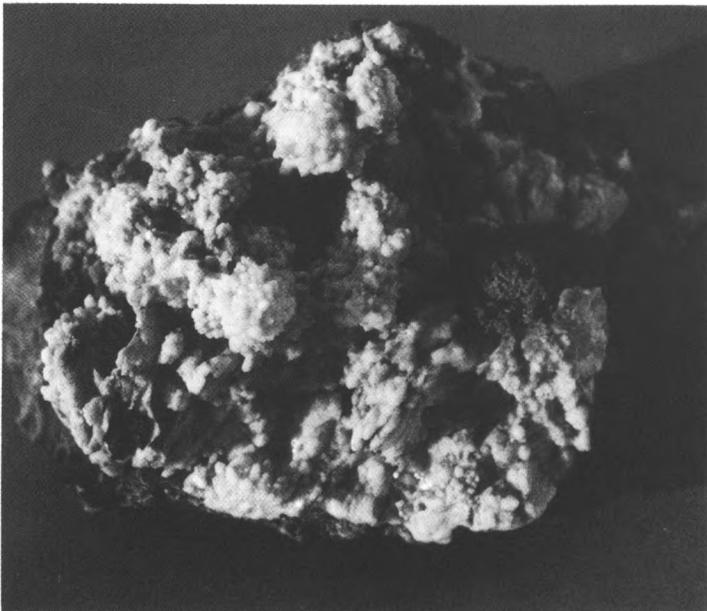


Abb. 6: Quarzkristalle mit Brauneisen, Göbrichen.

BRILL (1984b) berichtet über Funde von Quarzdrusen in den dolomitischen, sehr kavernen Kalkbänken bei Kleinvillars sowie im Steinbruch westlich von Ölbronn. Auch von Heimsheim sind Funde solcher Quarzdrusen bekannt geworden.

Die einzelnen Kristalle, die kaum je 1 cm Größe überschreiten, sind von weißer Farbe, zuweilen aber durch einen leichten Überzug von Brauneisen gelbbraunlich verfärbt, und zeigen pseudohexagonalen Habitus. Häufig sind sie jedoch unvollkommen ausgebildet, sei es wegen gegenseitiger oder durch Fremdeinfluß verursachter Störung des Wachstums, sei es durch natürliche Anätzungs- oder Auflösungserscheinungen. Sie stehen in unregelmäßigen Gruppen zusammen, bilden aber auch sternquarzähnliche, rosettenartige Formen aus. Bei dem Göbricher Stück sitzen die Kristalle der sehr unebenen Wandung eines Auslaugungshohlraumes auf, jedoch nicht als einfacher Kristallrasen, sondern in bizarren köpfchenähnlichen Formen. Zwischen ihnen und unter ihnen wurde Brauneisen ausgeschieden. Außerdem ist zu erkennen, daß sich die Auflösung des Gesteins noch fortgesetzt haben muß, als die Bildung der Quarzkristalle fast oder gar ganz abgeschlossen war. Auf Enzberger Stücken ist der Quarz dagegen mit Calcit vergesellschaftet, wobei letzterer sowohl unter als auch auf dem Quarz auskristallisiert ist. Vielleicht darf daraus auf ein Schwanken des pH-Werts und damit der Lösungskraft der migrierenden Wässer geschlossen werden, denen die Quarze ihre Entstehung verdanken.

Diese migrierenden Wässer sind als mittelbare Folgeerscheinung der Erosions- und Subrosionsvorgänge zu sehen, die nach der Aufwölbung des Schwarzwaldes und der Einmuldung des Kraichgaus einsetzten und in unserem Bereich letztlich auch zur Verkarstung der Muschelkalkfläche führten. Damit ist zumindest für einen Teil der Quarzdrusen ein annähernd tertiäres Alter zu vermuten. Die Kristallbildung erfolgte also nicht unter salinarem Einfluß. Es muß vielmehr angenommen werden, daß an Gesteinsflächen freiliegende Quarzpartikel gleich Kristallkeimen (die weite Verbreitung feinverteilter Quarzsubstanz wurde unter «Verkieselung des Gesteins» bereits besprochen) die Möglichkeit zur Anlagerung weiterer SiO_2 -Teilchen boten und so das Wachstum der Kristallgruppen einleiteten.

Noch zu erwähnen sind die winzigen wasserklaren Quarzkristalle, die die Wandungen einzelner kleiner Hohlräume der Hornsteinbank, manchmal auch kleine Flächen von Hornsteinknollen bedecken. Sie dürften auf gleiche Weise entstanden sein. Bei einzelnen Stücken könnte vielleicht an partielle Auskristallisation von Quarz aus dem ursprünglichen Gel gedacht werden.

Tripel

Ganz anderer Art ist ein weiteres SiO_2 -Vorkommen, das im Mittleren Muschelkalk nur wenig unter der dunklen oolithischen Hornsteinbank liegt. Es ist ein äußerst feinkristalliner Pelit, der Tripel, mundartlich auch kurz „Trip“ genannt wird. Er erhielt seinen Namen nach der „Terra tripolitana“, die man früher aus der Gegend von Tripolis als Poliermittel einführte. Zuletzt wurde der Tripel von METZ & WEINER (1963) deren grundlegenden Ausführungen diese kurze Darstellung nur weitgehend folgen kann, genau untersucht und beschrieben.

Der Tripel bildet in Brötzingen, einem westlichen Stadtteil Pforzheims, eine Schicht von 20 bis 30 cm Dicke. Sie wird im Liegenden und im Hangenden von Kalk- und Dolomitmergeln mit Tripelanteilen begleitet, die von den Tripelgräbern als „Bliesch“ bezeichnet werden. Bis vor wenigen Jahren wurde der Tripel in Pforzheim-Brötzingen bergmännisch gewonnen und hauptsächlich von der Schmuck-

industrie nach entsprechender Aufbereitung als Poliermittel benützt. Früher waren im Bereich des Enzkreises und darüber hinaus noch weitere Fundstellen bekannt, die jedoch nicht alle erschlossen wurden, weil sie entweder wegen zu geringer Stärke der Trippelschicht oder wegen zu schlechter Qualität nicht abbauwürdig waren. So wurden im Jahre 1776 Vorkommen auf den heute zum Enzkreis gehörenden Gemarkungen von Ellmendingen, Göbrichen, Bilfingen, Ersingen, Eisingen, Dürrn und Königsbach erwähnt. 1777 wurde das Tripelgraben als unter das Regal fallend und damit für abgabepflichtig erklärt.

Wie WALCHNER schon 1829 berichtet, ist Tripel „gelblichgrau, ins ockergelbe übergehend, auch aschgrau, matt undurchsichtig, weich zerreiblich; fühlt sich mager und etwas rau an, hängt nicht an der Zunge“. Elektronenmikroskopische Untersuchungen zeigten „idiomorphe scharfkantige Kriställchen . . . , die einzeln oder zu Aggregaten vereinigt an Zahl weit überwiegen (Quarzkristalle). Daneben sind zwei Arten von Nebengemengteilen zu unterscheiden: . . . dünnplattige Individuen, . . . die einem Tonmineral zugeordnet werden müssen und . . . spießig-strahlige, oft sternförmig aggregierte Teilchen . . . wahrscheinlich Nadeleisenerz“. „Ausmessungen zahlreicher Korn- bzw. Aggregatdurchmesser auf elektronenmikroskopischen Aufnahmen ergaben Werte zwischen etwa 3 μ und 1 μ .“ Röntgenographischen Untersuchungen und chemischen Analysen zufolge besteht der Tripel aus mehr als 80 Gew.-% Tiefquarz und enthält geringe Anteile von Illit und Eisenhydroxyd. (METZ & WEINER 1963).

Über die Entstehung des Tripels wurden mancherlei Vermutungen angestellt. Auch eine Bildung aus Hornsteinen wurde in Betracht gezogen. SCHNARRENBARGER (1985) faßte den „Trip, der fast immer von milchweißen Quarzmassen begleitet ist“, als Auslaugungsprodukt kieseliger, brauner, gebänderter Dolomite auf. Wie die Untersuchungen von METZ & WEINER belegen, muß Tripel aber, auf primärer Lagerstätte vorkommend, keinerlei Organismenreste enthaltend und SiO_2 allein in kristallisierter Ausbildung aufweisend, unter entsprechend günstigen Konzentrations- und Temperaturbedingungen anorganisch aus salinärer Lösung ausgefällt worden sein. – Kieselgur, die mit ihm in der Literatur zuweilen fälschlich gleichgesetzt wird (selbst MURAWSKI [1983] erklärt noch: „sehr feingeschichtete Diatomeenerde“), unterscheidet sich von ihm durch das Vorhandensein von Organismenresten und organogener Opalsubstanz.

Derbe Quarze und Quarzbrekzien

So charakteristisch das Auftreten heller Quarzgebilde für die Schichten des Mittleren Muschelkalks vom Lager der idiomorphen Quarze bis zur Hornsteinbank auch ist, in der Literatur fanden sie bisher wenig Beachtung. Anscheinend kommen sie nicht überall, wo der Mittlere Muschelkalk zutage tritt, in gleicher Häufigkeit vor. BRILL (1984b) äußert dazu: „Kristalline Verkieselungen in Form von Quarz sind verhältnismäßig selten“. Gegenwärtig findet man sie noch in den Weinbergen bei Dietlingen und Ellmendingen aber auch anderenorts als etwa hühner- bis handflächen-große, unregelmäßig abgeflacht ausgebildete Quarzbrocken. Die immer wieder gebrauchte Bezeichnung „Quarzbrekzien“ trifft offensichtlich nicht für alle Stücke zu. Man findet sowohl typisch brekziöse Stücke (Abb. 7) als auch feinkristalline kompakte Quarze. Letztere sind seltener und meist von geringerer Größe. Sie füllen mitunter Hohlräume des dolomitisch-kavernösen Gesteins aus, das stellenweise selbst sekundär verkieselt vorkommt. Inmitten tonigmergeliger Schichten tritt es in

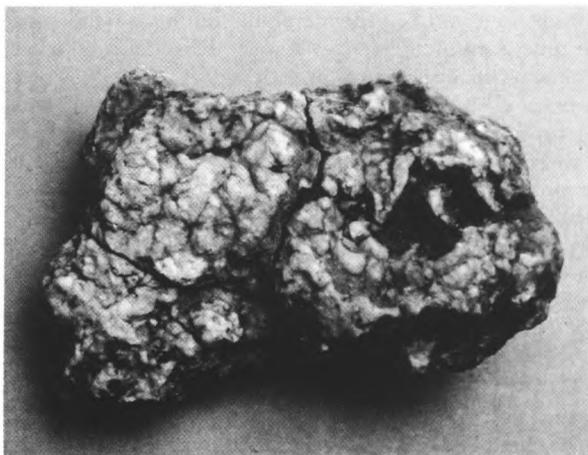


Abb. 7: Quarzbrekzie, Bilfingen. – Halbe natürl. Größe.

mächtigen, jedoch unregelmäßigen Lagen als derber Zeldolomit (Rauhwacke) auf. „Es sind das durch Gebirgsdruck zertrümmerte Mergel, in denen die Klüfte und deren nächste Umgebung mit hartem Dolomit infiltriert wurden und nun wie Zellen oder Kästchen die weicheren, leicht herauswitternden Mergelbrocken umschließen...“, so beschreibt SCHMIDT (1928) sehr anschaulich zugleich seine Entstehung und sein unverwechselbares Aussehen.

Die abgestumpft-eckige Form der kleineren mehr oder weniger kompakten feinkristallinen Quarze zeichnet vermutlich die unregelmäßig-zellige Gestalt des Hohlraums nach, den sie einst ausfüllten. Es ist aber auch möglich, daß sie nur kompakte Bruchstücke einer größeren Quarzbrekzie sind. Meist sehen diese wie flachgedrückt aus. Im Querbruch zeigen sie gewöhnlich flache Quarzteile als stark verzahntes Pflaster mit Korngrößen um 1 Millimeter, die durch dünne Zwischenlagen mit Calcitpseudomorphosen nach Anhydritleisten und -büscheln voneinander getrennt sind. Der Quarzgehalt eines solchen Stückes lag bei 62,5 %. Ihre Beschaffenheit verdanken diese Brekzien den Folgen der Auslaugungsvorgänge.

Nicht unbeachtet sollte SCHNARRENBERGERS Hinweis bleiben, daß das Vorkommen von Tripel „fast immer von milchweißen Quarzmassen begleitet ist“ (1985). Er legt die Vermutung nahe, daß die Bildung zumindest eines Teils der feinkristallinen Quarze auf Vorgänge zurückgeht, die im Zusammenhang mit der Ablagerung des Tripels stehen. Andererseits scheint ihr Vorkommen in Hohlräumen des Gesteins darauf hinzudeuten, daß sie erst während der Diagenese entstanden sind, also mit der stellenweise zu beobachtenden Silifizierung des Gesteins zu tun haben.

Im ganzen betrachtet ist das Vorhandensein so beträchtlicher Kieselsäuremengen (Tripel, Quarz, Hornstein) in den oberen Schichten des Mittleren Muschelkalks zu auffällig, als daß es nicht zu weiteren Vermutungen Anlaß gäbe. Recht nahe scheint die Erklärung zu liegen, daß sich im Verlaufe der langfristig fast vollständigen Abschnürung des Muschelkalkmeeres von der Thetys unter den Bedingungen der Evaporation nicht nur Karbonat, Sulfat und Salz, sondern trotz nur geringer Zufuhr allmählich auch SiO_2 in gelöster Form angereichert haben muß.

Als sich im Südwesten erneut die Verbindung zur Thetys öffnete – man wird an

eine nach zunächst nur vorübergehenden Überflutungen sich langsam vertiefende Niedrigwasserzone denken müssen – konnte deren leichteres, weil salzärmeres Wasser zuströmen, sich über dem schwereren des Muschelkalkmeeres ausbreiten und mit ihm vermischen. Als Folge ist ein Absinken von dessen Alkalität und damit eine Verminderung seiner Lösungswirksamkeit anzunehmen. Es kann also zu mehr oder minder weiträumigen Ausfällungen von SiO_2 gekommen sein. Dabei mag die Anwesenheit bestimmter Begleitsubstanzen (insbesondere Al^{+++}) eine spontane Kristallbildung begünstigt und so die Bildung des Tripels bewirkt haben, während es sonst zu einem Ausflocken der Kieselsäure als Gel kam, aus dem im Verlauf der Diagenese durch Wasserverlust und Auskristallisation ein pigmentfreies, daher weißes mikro- bzw. feinkristallines Aggregat entstand, das seinem Erscheinungsbild nach nicht als Chalcedon sondern als Quarz anzusprechen ist.

Diese Überlegungen können nur Annäherungsversuche an den wahrscheinlich weit komplexeren wirklichen Sachverhalt sein und bedürfen der Überprüfung. Zu erwägen wäre auch, ob nicht schon große Niederschlagsmengen („Ruckregen“), wie sie, wenn auch selten, in südlichen Gebieten fallen können, eine vorübergehende Verminderung der Alkalität in den oberen Meeresschichten und damit eine spontane Ausfällung von SiO_2 zur Folge haben konnten. Mag solchen Gedanken auch mit Vorbehalt zu begegnen sein, so ist doch die Vermutung nicht von der Hand zu weisen, daß eine eingehende Untersuchung sowohl der in den Zeldolomiten als auch der lose vorkommenden Quarze eine bessere Kenntnis ihrer Genese und damit vielleicht auch der Sedimentationsverhältnisse zur Zeit ihrer Entstehung vermitteln könnte.

Hornstein

Hornsteine finden sich in der mittleren und oberen Abteilung des Mittleren Muschelkalks, selten in den untersten Lagen des Oberen Muschelkalks. Sie sind teils knollenartig, teils horizontartig als flache Linsen oder gar über weite Strecken hinweg als Hornsteinbank ausgebildet. Ihre Farbe kann weißlich, bläulichgrau, hornartig bräunlich, dunkelgrau bis schwarz sein. Der für den Mittleren Muschelkalk von OSANN (1927) als „verbreitet“ angegebene und auch von ENGEL (1908) erwähnte rote Karneol wurde im Enzkreis bisher nicht festgestellt.

Die Hornsteine glänzen matt fett- oder wachsartig und haben einen splittrigen bis muscheligen Bruch. Oft sind in dunkler Grundmasse helle Ooide eingebettet, doch kann das Farbverhältnis auch umgekehrt sein. Die Größe der Ooide, deren Umhüllung aus konzentrischen Lagen von faserigem Chalcedon und Quarz besteht, beträgt etwa 0,4 bis 1 Millimeter. Seltener kommen größere, mehr scheibenförmige Ooide vor. Schon PLATZ und E. FRAAS hatten, wie FRANK (1982) mitteilt, in den oolithischen Hornsteinen „keine nachweisbaren Fossilien, etwa Foraminiferen“ gefunden und erklärten, „daß es sich um reine, sekundär verkieselte Oolithe handelt“. Es finden sich in ihnen aber auch Stellen, an denen nicht alle Ooide vollständig verkieselt sind oder sogar nur aus Kalk bestehen. Angewittert erhalten sie ein poröses Aussehen, ursprünglich lagen also karbonatische Oolithe vor.

Gewandelt haben sich die Ansichten über die Entstehung der Hornsteine. Die Möglichkeit einer direkten Ausfällung aus dem Meerwasser, die von nicht wenigen Autoren bestritten wurde und bereits als widerlegt galt, kann nach neueren Beobachtungen in Evaporationsbereichen nicht mehr völlig ausgeschlossen werden. Andererseits unterliegt es heute aber keinem Zweifel, daß die von Organismenresten

gespeicherte Kieselsäure im karbonatischen Sediment, wenn dieses einen hohen pH-Wert aufweist, im Porenwasser gelöst und als Gel wieder ausgefällt werden kann. Beim Altern des Gels geht dieses vom amorphen Zustand (Opal) unter Wasserverlust in einen meist faserig-kristallinen Zustand über: Es entstehen Chalcedon, seltener Quarzin (nur röntgenographisch unterscheidbar) oder ein feinkörnig-kristallines Aggregat (BARTH et al. 1939).

Die dunkle Hornsteinbank, die von den meisten Autoren als Grenze zwischen dem Mittleren und dem Oberen Muschelkalk angesehen wird, ist voll von den winzigen Oiden und weist gelegentlich flache Einschlüsse von Letten sowie kleine Hohlräume auf, in denen Calcit, seltener Quarz auskristallisiert ist. An manchen Stellen ist ein schichtartiger Aufbau erkennbar (Abb. 8). Sie war früher im großen Steinbruch des Schotterwerks Ispringen aufgeschlossen, wo sie nach WIRTH (1958) 3 bis 25 cm stark entwickelt war und dolomitische Partien aufwies. Gegenwärtig ist sie noch im Steinbruch Auerhahnfalz (Schotterwerk) bei Dietlingen zu sehen. Sie ist hier streckenweise als eine bis ca. 22 cm starke Bank ausgebildet, kann sich stellenweise in zwei bis drei dünnere Bänke auflösen, ganz auskeilen oder als dolomitische Bank fortsetzen (Abb. 9). Bei der Dietlinger Straße südlich des Mittelsberges bei Pforzheim war die dunkle Hornsteinbank zeitweilig ebenfalls aufgeschlossen und vorübergehend auch im Neubaugebiet am Ersinger Ameisenberg und bei der Anlage des neuen Sportplatzes von Bilfingen nachzuweisen. WIRTH (1958) fand sie ferner im Autobahneinschnitt nördlich von Eutingen und östlich von Friolzheim vor.

Bei Dietlingen traten 1954 bei Wegebauarbeiten oberhalb der Bannsteig Teilstücke einer größeren hellbläulichgrauen Hornsteinlinse zutage. Knollen und Bruchstücke von Hornsteinen finden sich, örtlich teils mehr, teils weniger häufig



Abb. 8: Teilstück der Hornsteinbank (Dietlingen, Steinbruch Auerhahnentalz). - Etwas vergr.

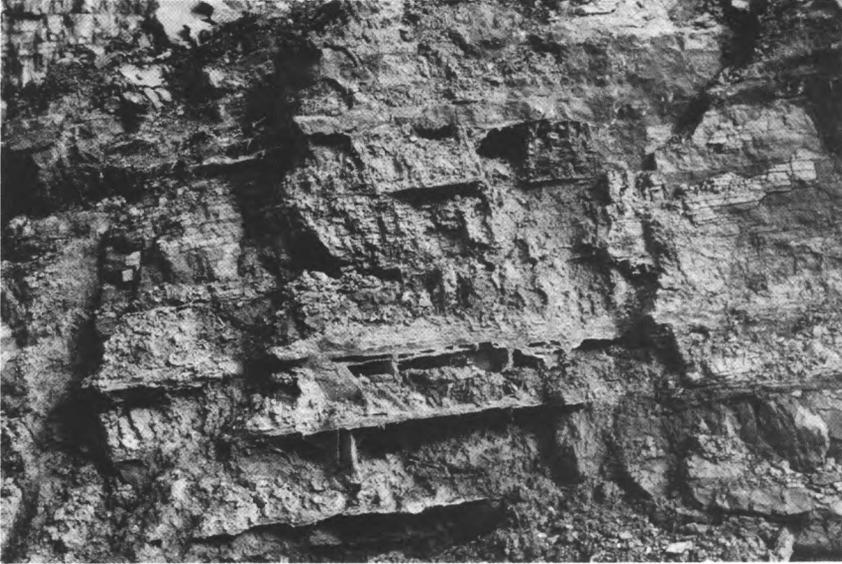


Abb. 9: Hornsteinbank, in der Mitte dolomitisch, links u. rechts verkieselt, z.T. übersintert. Bildbreite ca. 2,75 m.

vorkommend, bei Ellmendingen, Dietlingen und Birkenfeld, bei Singen, Königsbach, Bilingen, Ersingen und Ispringen, nördlich von Pforzheim, am Enztalhang zwischen Eutingen und Enzberg, zwischen Niefern und Öschelbronn, bei Wimsheim, Wurmberg, Mönshheim, Pinache und Serres. Neben diesen Hornsteinen primärer Fundorte sind noch die auf sekundärer Lagerstätte lagernden abgerollten Hornsteine der wahrscheinlich spättertiären Enzschotter bei Mühlacker, Lomersheim u.a. Orten zu nennen. Sie entstammen den zu Zeit ihrer Ablagerung noch nicht abgetragenen Muschelkalkschichten des nördlichen Schwarzwaldes (SCHMIDT 1971). Schwach abgerundete Hornsteingeschiebe finden sich auch in Ablagerungen diluvialen Lehms am Pfinztalrand, die sich etwa 50 m über die Talsohle erheben (PLATZ 1872).

Wie HOHENSTEIN (1913) für die Gegend Weil der Stadt nachwies, können die oolithischen Hornsteine aber nicht nur Foraminiferen (sehr häufig: *Hyperammina suevica!*), sondern regional auch eine reiche Fauna vorwiegend kleinwüchsiger Muscheln und Schnecken enthalten. Im Bereich des Enzkreises sind bisher jedoch nur wenige derartige Funde bekannt geworden. In einem oolithischen Hornstein von Dietlingen fand ich 1954 eine kleine Schnecke (*Actaeonina* sp.), 1964 fand MAYER in Hornsteinknollen des Pforzheimer Wartberges den „Steinkern einer kleinen Muschel, vermutlich *Nucula*“ sowie „ein Stück des Abdrucks einer flachen, größeren Schale (*Pecten*)“. Einzelne der Hornsteine „müssen ursprünglich von lauter kleinen etwa millimetergroßen Anhydritkriställchen umgeben gewesen sein. Die Rinde zeigt die scharfen Abdrücke der kleinen Parallelepiped dichtgedrängt nebeneinander“ (BRILL 1984b). Auch auf Stücken der Hornsteinbank sind diese winzigen Negativformen zu erkennen. Im Innern von Hornsteinen, von denen einzelne auch poröse Partien enthalten, sind mitunter Hohlräume nach kleinen aufgelösten An-

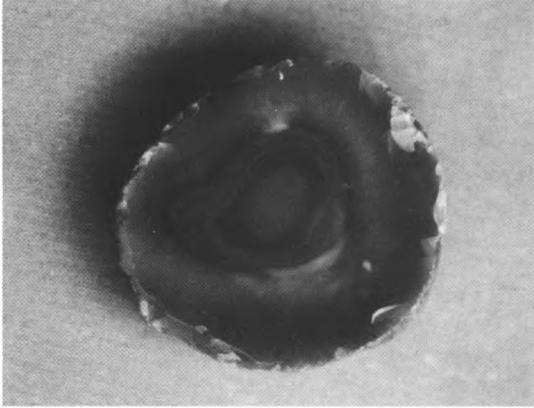


Abb. 10: Hornsteinknolle mit Füllungsringen, Lesestein, Königsbach. – Natürl. Größe.

hydritkristallen wahrzunehmen. Eine kleine runde Knolle von Königsbach weist durch Brauneisen gefärbte Füllungsringe auf (Abb. 10).

Im Steinbruch Auerhahnfalz bei Dietlingen finden sich nur wenig über der Hornsteinbank im Bereich der Zwergfaunaschichten gerundete Kieselknollen, deren Kontur gegen das umgebende Gestein nicht überall klar umrissen erscheint. Sie sind den Hornsteinen zuzurechnen, obwohl man erkennen kann, daß sie aus einer mehr oder weniger stark durch Kieselsäure imprägnierten Zone des Gesteins bestehen, innerhalb derer sich bis zu 1 cm große, zuweilen fast achatähnlich aussehende weißgraue Chalcedoneinschlüsse befinden. Manche Stücke zeigen eine Schichtung, die sich im unmittelbar angrenzenden, stellenweise von feinen calcit- oder chalcidongefüllten Klüften durchtrümmerten Gestein oft nur schwer erkennbar fortsetzt. Besonders deutlich ist sie an herausgewitterten Konkretionen wahrzunehmen, bei denen schon Lupenvergrößerung erweist, daß Chalcedon die Feinschichtung nachgezeichnet und winzige Spalten und Hohlräume ausgefüllt hat, wobei anscheinend besonders das Karbonat verdrängt wurde, tonhaltigere Schichten aber ziemlich unberührt blieben und erst nachträglich herauswitterten (Abb. 11). Wie die genauere Untersuchung eines solchen Stückes ergab, entstehen die Hornsteinknollen offenbar vor allem dort, wo poröse, durch Pellets strukturierte Bereiche mit Chalcedon imprägniert werden (Vergl. Tab. 2).

„Da das als Porenlösung eingeschlossene Meerwasser nur wenig SiO_2 enthält und eine Zufuhr aus anderen Quellen zumindest für die frühen Diagenesestadien ausgeschlossen ist, muß das SiO_2 der Hornsteinkonkretionen aus dem Sediment selbst stammen“ (v. ENGELHARDT 1973). Im Muschelkalk scheinen vor allem Schwämme die Lieferanten der Kieselsäure gewesen zu sein. HOHENSTEIN wies 1913 das massenhafte Vorkommen von Schwammnadeln im unteren Trochitenkalk des Pforzheimer Wartbergs nach. MAYER fand 1964 am Wartberg in einem Hornsteinknollen „eine einzelne Schwammnadel (Monactinellida)... aus durchscheinender Kieselsubstanz“. Ganze Schwämme haben sich nur unter besonders günstigen Einbettungsbedingungen im Muschelkalk fossil erhalten können. Eine Schwammversteinigung mit deutlich erkennbaren, in Calcit umgewandelten Skelettnadeln aus dem Trochitenkalk von Ersingen, die ich 1963 den Landessammlungen für Naturkunde in

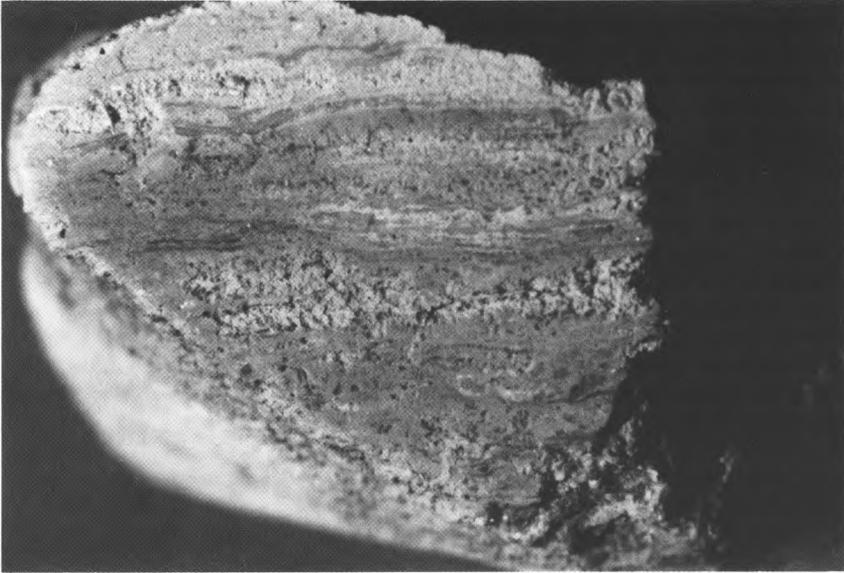


Abb. 11: Teil einer herausgewitterten SiO_2 -Konkretion, untere Mikrofaunaschichten (Dietlingen, Steinbruch Auerhahnenfalz). – 2mal vergr.

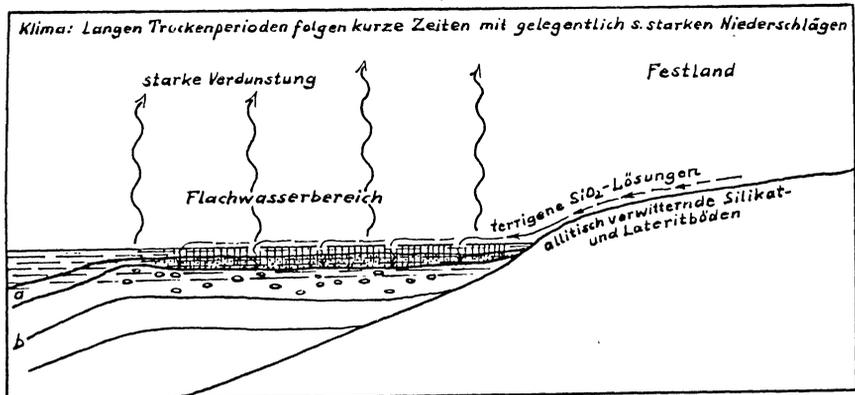
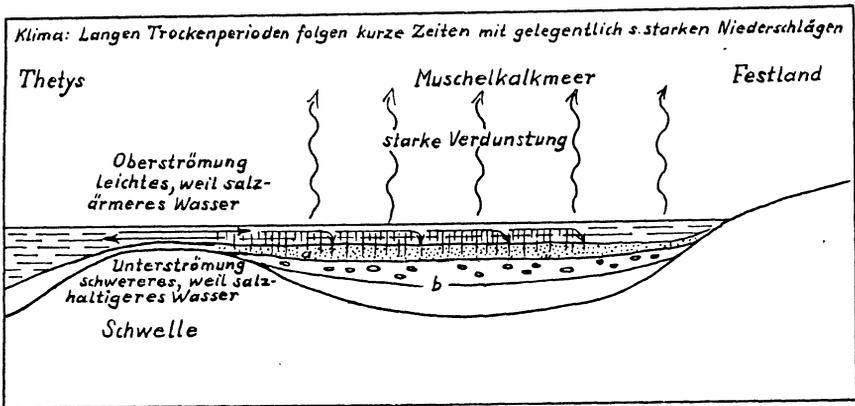
Karlsruhe überließ, gehört mit großer Wahrscheinlichkeit zu den Kieselschwämmen der Ordnung Hexactinellida (MAYER 1964).

HOHENSTEIN (1913) spricht bereits von einer wahrscheinlich dia-genetischen Entstehung der Hornsteine und betrachtet den Nachweis von Spongien als „von nicht zu unterschätzender Bedeutung“. Er schließt aber auch „eine Einschwemmung von gelöster Kieselsäure mit den Niederschlägen einer das Mittlere Muschelkalkmeer umgebenden Wüste“ nicht aus. Man muß sich fragen: Konnten unter den Meeresverhältnissen der Zeit des Mittleren Muschelkalks überhaupt Schwämme oder andere SiO_2 liefernde Organismen existieren? Die Salzkonzentration war so weit überhöht, daß bei langfristig weitgehender Abschnürung des Muschelkalkmeeres Gips (Anhydrit) und sogar Steinsalz ausgeschieden wurden. Die Zuflüsse aus den umgebenden Festlandsbereichen konnten den Verdunstungsverlust nicht ausgleichen. Die Ablagerungen dieses Zeitraumes enthalten daher im Enzkreis so gut wie keine fossilen SiO_2 -Lieferanten. Erst nahe der Grenze zum Oberen Muschelkalk und in dessen unteren Schichten lassen sich, wie die bisherigen Funde belegen, entsprechende Organismen nachweisen.

Es darf jedoch als sicher gelten, daß zu Beginn der Zeit des Mittleren Muschelkalks biogene Kieselsäure im Meerwasser enthalten war. In der Folge aber muß sie allmählich in das Sediment gelangt sein, ohne daß weitere biogene Kieselsäure zugeführt wurde. Daher mußte mit der Zeit eine Minderung des SiO_2 -Gehalts eintreten oder es muß durch Zufuhr anorganischer Kieselsäure ein Ausgleich herbeigeführt worden sein. Die Fülle der SiO_2 -Ausscheidungen gerade in den höheren Lagen dieser Stufe (idiomorphe Quarze, Tripel, derbe Quarze und Quarzbrekzien, Hornsteine) dürfte das letztere bestätigen. Dem entspräche auch die von METZ & WEINER (1963) angenommene anorganische Ausfällung des Tripels. Zwar ist SiO_2 bei

normaler Temperatur nur schwer löslich, doch „treten vor allem bei der Zersetzung der Silikate, auf der die chemische Verwitterung beruht, in großen Mengen SiO_2 -Sole auf, deren Teilchengröße heruntergehen kann bis zu molekularer Größe“ (JUNG 1960). Die Kieselsäure wird dabei „mindestens zunächst in echter Lösung weggeführt“ und geht, „wenn die Löslichkeit überschritten wird, in den «Sol»zustand über“, was durch Verdunsten des Wassers oder Abnahme der Alkalität geschehen kann (CORRENS et al. 1968).

In Trockengebieten wird die Kieselsäure aus Verwitterungslösungen aber auch sehr schnell wieder ausgeschieden. Nur ein Teil von ihr gelangt mit Bächen oder Flüssen bis ins Meer, wo sie im Normalfall dem Aufbau der Skelette mariner Organismen dient. Fehlen solche Organismen, so muß sie auf anorganischem Wege in das Sediment gelangen. Eine primäre Ausflockung kann aber unter normalen Verhältnissen nicht stattfinden, da die Löslichkeit der Kieselsäure im schwach alkalischen Meerwasser höher als im schwach sauren Flußwasser ist. Nur wenn sehr große



a Jüngstes Sediment: im Bereich sehr flachen, aber bewegten Wassers noch nicht verfestigter, locker
 b Älteres Sediment: stärker verdichtete Ablagerungen (Unt. u. Mittl. Muschelkalk) gepackter Kalkoolith
 [horizontal lines] Salzgehalt [vertical lines] eindringende SiO_2 -Lösungen [cross-hatch] im Mischbereich SiO_2 -Ausfällung
 [dots] oolithisches Sediment (Schichtdicke stark übertrieben!)
 [circles] SiO_2 -Gel, später Hornsteinknollen bzw. -linsen

Abb. 12: Zur Entstehung der Hornsteinbank.

Mengen gelöster Kieselsäure, etwa in der Folge extremer klimatischer Ereignisse, in das Meer gelangten, könnte es vorübergehend zu einem Ausflocken kommen, sofern die gleichzeitige Zufuhr atmosphärischen Wassers ausreicht, die Alkalität wenigstens des oberflächennahen Meerwassers kurzzeitig herabzusetzen. SEIBOLD (1974) hält es immerhin für möglich, daß „an den Flußmündungen . . . 10–20 % durch Adsorption an Mineraloberflächen entfernt werden“ und berichtet, daß es bei Schwankungen des pH-Werts im Flachwasser zur anorganischen Ausfällung kommen kann. Laut FÜCHTBAUER & MÜLLER (1970) konnte „der Beweis, daß Hornsteine rein anorganischen Ursprungs sein können und durch primäre evaporitische Abscheidung von Opal oder durch Umwandlung anorganisch abgeschiedener Magadiit-Lagen gebildet werden, . . . erst in jüngster Zeit erbracht werden“.

Nicht erwiesen ist, daß diese aus Beobachtungen an australischen und afrikanischen Seen gewonnenen Erkenntnisse sich auf den Mittleren Muschelkalk übertragen lassen, obwohl auch er unter evaporitischen Bedingungen gebildet wurde. Die von episodischen, während des Sommers austrocknenden, mit der Coorong-Lagune in Südastralien in Verbindung stehenden Seen beschriebenen Vorgänge hätten wohl nur in adäquaten Randbereichen des Muschelkalkmeeres stattfinden können. Sie zeigen, daß die Bildung eines Opal-Cristobalit-Gels noch heute stattfindet. Da die Alterung des Gels zu hornsteinartigen Sedimenten führen muß, kann sie „in der geologischen Vergangenheit eine große Rolle gespielt haben, insbesondere bei Hornsteinen, die . . . in Karbonatgesteinen auftreten“ (FÜCHTBAUER & MÜLLER 1970). Und das wenig beständige Natriumsilikat Magadiit, dessen Abscheidung aus alkalisch hochkonzentrierten, SiO_2 enthaltenden Salzlösungen stattfindet, wenn es in der Regenzeit unter dem Einfluß des überlagernden, CO_2 abgebenden Süßwassers an der Berührungsfläche mit dem Salzwasser zu einem Sinken des pH-Werts kommt, wurde bisher nicht nachgewiesen, obwohl es einst vielleicht auch hier vorhanden gewesen ist. Wahrscheinlich läßt sich also der Widerspruch, daß es einerseits während langer Zeit ein Leben SiO_2 liefernder Organismen nicht gegeben haben kann, andererseits SiO_2 aber von solchen Organismen herrühren soll, für die höheren Lagen des Mittleren Muschelkalks eben doch nur durch die Annahme terrigener Zufuhr und zweitweilig anorganischer Ausfällung erklären.

Die Frage nach dem Entstehen der Hornsteinbank bleibt damit offen, und man kann HOHENSTEINS Äußerung „Eine selektive Verkieselung . . . der durchgehenden Hornsteinbank . . . erscheint mir wenig glaubwürdig“ (1913), nur zustimmen. Festzustehen scheint, daß es sich um die Verkieselung eines ursprünglich karbonatischen Ooliths handelt, der in sehr oberflächennahem Wasser gebildet wurde, wobei sogar an zeitweiliges Trockenfallen weiter Meeresteile, etwa einem Wattenmeer vergleichbar, gedacht werden darf.

Der zunächst noch locker gepackte und keinem Kompaktionsdruck unterliegende Oolith enthielt in seinem Porenraum reichlich alkalisches, salzhaltiges Meerwasser. Es liegt nahe, an ergiebige Niederschläge zu denken, als deren Folge eine Schwächung der Alkalität, also der Lösungskraft, und damit eine Ausfällung von SiO_2 (auch im Oolith!) eintreten mußte. Auch könnte vermutet werden, daß nach der erneuten Öffnung der südwestlichen Pforte zur Thetys deren nun zuströmendes, weit weniger alkalisches und salzhaltiges Wasser die Abscheidung von Kieselsäure auslöste. Vielleicht wäre sogar an einen nach starken Niederschlägen sich flächenhaft ausbreitenden Zustrom terrigener SiO_2 -Lösungen zu denken, die beim Zusammentreffen mit dem Elektrolyt des eingeschlossenen Wassers eine Ausfällung von SiO_2 im Oolith zur Folge haben mußten. Alle diese Vorgänge könnten die Verkieselung eingeleitet haben, die sich dann im Verlauf der Diagenese vollendete.

Die Tatsache, daß die Hornsteinbank stellenweise stärkere Verdickungen aufweist, sich auf wenige Meter in zwei bis drei dünnere Bänke auflösen oder gar auskeilen und nach kurzer Unterbrechung wieder auftreten kann, dürfte durch wechselnde Sedimentationsverhältnisse bei teils erodierender, teils anhäufender Tätigkeit zeitweilig stärker bewegten Wassers zu erklären sein.

Ob solche hypothetischen Erklärungsversuche einer sorgfältigen Überprüfung standhalten, sei dahingestellt. Gewiß lassen sich manche Einwände gegen sie erheben und man muß sich dessen bewußt sein, daß sie sich dem realen Sachverhalt, der ein sehr viel differenzierteres Geschehen darstellen dürfte, bestenfalls nur nähern, ihn aber keinesfalls in seiner Gesamtheit erfassen können.

Danksagung: Sehr zu danken habe ich Herrn Prof. Dr. R. METZ (Karlsruhe) für wertvolle Hinweise und Auskünfte und Herrn Geologiedirektor Dr. H. MAUS (Freiburg) für die Untersuchung einer Reihe von Gesteinsproben. Besonderen Dank auch Frau Dipl.-Geol. S. MITZEL (Freiburg) und Herrn G. MAYER (Karlsruhe) für weitere wertvolle Hinweise auf wichtige Literatur.

Schrifttum

- BARTH, T. W. F., CORRENS, C. W., ESKOLA, P. (1959): Die Entstehung der Gesteine. - 422 S., Berlin (Springer).
- BEHR, H., HESS, H., OEHLSCHEGEL, G. & LINI ENBERG, H. G. (1979): Die Quarzmineralisation vom Typ Suttrop am N-Rand des rechtsrhein. Schiefergebirges. - Aufschluß, Sonderbd. 29, S. 205-231, Heidelberg.
- BRILL, R. (1984a): Erläuterungen zu Bl. 7018 Pforzheim-Nord (1929: Bl. Bauschlott). - Geol. Karte v. Baden-Württemberg, Unveränd. Nachdruck, 58 S., Stuttgart.
- BRILL, R. (1984b): Erläuterungen zu Bl. 7118 Pforzheim-Süd (1933: Bl. Pforzheim). - Geol. Karte v. Baden-Württemberg, Unveränd. Nachdruck, 80 S., Stuttgart.
- CORRENS, C. W., ZEMANN, J. & KORITNIG, S. (1968): Einführung in die Mineralogie (Kristallographie u. Petrologie). - 2. Auflage, 428 S., Berlin Heidelberg New York (Springer).
- DEIMLING, G. B. (1759): Abhandlung von denen Pforzheimer Strahlsteinen. - Carlsruher nützl. Sammlungen od. Abhandlungen 1, 245-251, Karlsruhe.
- ENGEL, Th. (1908): Geognostischer Wegweiser durch Württemberg. - 3. Aufl., 645 S., Stuttgart (Schweizerbart).
- v. ENGELHARDT (1973): Die Bildung von Sedimenten und Sedimentgesteinen. - Sediment-Petrologie Teil III, 378 S., Stuttgart (Schweizerbart).
- ERHARD, C. F. (1802): Badisches Mineralreich. - Magazin von und für Baden Bd. I, 358 S., Karlsruhe.
- FRAAS, E. (1894): Begleitworte zum Atlasblatt Freudenstadt. - Geognostische Spezialkarte von Württemberg, 26 S., Stuttgart.
- FRAAS, E. (1899): Die Bildung der germanischen Trias, eine petrogenetische Studie. - Jahreshefte d. Ver. f. vaterl. Naturkunde in Württemberg, 55. Jg., S. 36-100, Stuttgart.
- FRANK, M. (1982): Erläuterungen zu Bl. 7117 Birkenfeld (1934 Blatt Neuenbürg). - Geol. Karte v. Baden-Württemberg, 154 S., Unveränd. Nachdruck, Stuttgart.
- FRANK, M. (1949): Technologische Geologie der Bodenschätze Württembergs. - 446 S., Stuttgart (Schweizerbart).
- FÜCHTBAUER, H. & MÜLLER, G. (1970): Sedimente und Sedimentgesteine. - Sediment-petrologie Teil II, 784 S., Stuttgart (Schweizerbart).

- GESSNER, J. A. (1745): Von besondern schwarzen Crystallsteinen, welche in dem Herzogthum Württemberg gefunden werden. – Sel. phys. oecon. Stuttgart, Bd. III, St. 14, 106–108, Stuttgart.
- GEYER, O. F. (1973): Grundzüge der Stratigraphie und Fazieskunde. 1. Bd. – 308 S., Stuttgart (Schweizerbart).
- GEYER, O. F. & GWINNER, M. P. (1964): Einführung in die Geologie von Baden-Württemberg. – 223 S., Stuttgart (Schweizerbart).
- GRESSE, P. (1968): Authigenèse actuelle de quartz pyramidés dans la lagune de Fernan Vaz (Gabon). – C. R. Acad. Sci. Paris, 267, sér. D, 145–147, Paris.
- GRABENDÖRFER, J. (1894): Beiträge zur Orographie und Geognosie der Gegend von Pforzheim. – Beil. zum Progr. der Realschule zu Pforzheim. 31 S., Pforzheim.
- GRIMM, W. D. (1962): Idiomorphe Quarze als Leitmineralien für salinare Fazies. – Erdöl und Kohle Erdgas Petrochemie, 15. Jg., Nr. 11, S. 880–887.
- HOHENSTEIN, V. (1913): Beiträge zur Kenntnis des Mittleren Muschelkalks und des unteren Trochitenkalks am östlichen Schwarzwaldrand. – 100 S., Jena.
- JUNG, H. (1960): Grundriß der Mineralogie und Petrographie. – 468 S., Jena (Fischer).
- KORITNIG, S. (1961): Einschlüsse in schwebend gebildeten Quarzen von Suttrop/Warstein und Dietlingen/Pforzheim. – Der Aufschluß, Jg. 1961, Nr. 10, S. 298–300, Heidelberg.
- KRANZ, W. (1962): Erläuterungen zu Bl. 7119 Weissach. – Geol. Karte v. Baden-Württemberg, Unveränd. Nachdruck v. 1923, 171 S., Stuttgart.
- LEONHARD, G. (1861): Geognostische Skizze des Großherzogthums Baden. – 168 S., Stuttgart.
- LEONHARD, G. (1876): Die Mineralien Badens nach ihren Vorkommen. – 3. Aufl., 65 S., Stuttgart.
- MAYER, G. (1950): Zur Kenntnis des unteren und mittleren Hauptmuschelkalks der Gegend von Bruchsal mit Berücksichtigung des Gesamtkraichgaus und benachbarter Gebiete. – Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver., N. F. 32, S. 47–88, Freiburg/Br.
- MAYER, G. (1964): Ein Schwamm aus dem unteren Trochitenkalk von Ersingen (Kr. Pforzheim). – Der Aufschluß Jg. 1964, Nr. 11, S. 297–300, Heidelberg.
- MAYER, G. (1965): Muschelkalkaufschlüsse im südlichen Kraichgau, VII. Pforzheim. – Der Aufschluß Jg. 1965, Nr. 10, S. 246–253, Heidelberg.
- METZ, R. & WEINER, K.-L. (1963): Die Tripellagerstätten im Kraichgau und im Bauland. – Oberrh. geol. Abh., Jg. 12, Heft 1/2, S. 95–117, Karlsruhe.
- MURAWSKI, H. (1983): Geologisches Wörterbuch. – 8. Aufl., 281 S., Stuttgart.
- OSANN, A. (1927): Die Mineralien Badens. – Stuttgart.
- PLATZ, Ph. (1872): Geologie des Pfintzthals. – Beilage z. Programm d. Großherz. Realgymn. zu Karlsruhe. 31 S., Karlsruhe.
- ROSENBUSCH, H. (1927): Mikroskopische Physiographie der petrographisch wichtigen Mineralien, Bd. I., 402 S., Stuttgart.
- SANDBERGER, F. (1864): Zur Erläuterung der geologischen Karte der Umgebung von Karlsruhe (Durlach). – Verhandl. d. naturw. Ver. in Karlsruhe. 1. Heft, S. 20–29, Karlsruhe.
- SCHMIDT, A. (1971): Erläuterungen zu Bl. 7019 Vaihingen a.d. Enz. – Geol. Karte v. Baden-Württemberg, Nachdruck der 1. Aufl. v. 1934, 55 S., Stuttgart.
- SCHMIDT, A. (1961): Erläuterungen zu Bl. 7219 Weil der Stadt. – Geol. Karte v. Baden-Württemberg, Nachdruck der 1. Aufl. v. 1928, 63 S., Stuttgart.
- SCHMIDT, M. (1928): Die Lebewelt unserer Trias. – 461 S., Öhringen (Rau).
- SCHNARRENBERGER, K. (1985): Erläuterungen zu Bl. 7017 Pfintztal (1914: Königsbach). – Geol. Karte v. Baden-Württemberg, 58 S., Stuttgart.
- SCHWARZ, H. U. (1970): Zur Sedimentologie und Fazies des Unteren Muschelkalkes in Südwestdeutschland und angrenzenden Gebieten. – Diss. Univ. Tübingen, 243 S., Tübingen.

- SCHWEIZER, V. & KRAATZ, R. (1982): Kraichgau und südlicher Odenwald. – Sammlg. geol. Führer, Bd. 72, 203 S., Berlin Stuttgart (Borntraeger).
- SEIBOLD, E. (1974): Der Meeresboden. Ergebnisse und Probleme der Meeresbiologie. – 183 S., Berlin Heidelberg New York (Springer).
- TRUNKO, L. (1984): Karlsruhe und Umgebung. – Sammlg. geol. Führer, Bd. 78, 227 S., Berlin Stuttgart (Borntraeger).
- WAGNER, G. (1960): Einführung in die Erd- und Landschaftsgeschichte mit besonderer Berücksichtigung Süddeutschlands. – 694 S., Öhringen (Rau).
- WALCHNER, F.A. (1829): Handbuch der gesamten Mineralogie in techn. Beziehung m. besonderer Berücksichtigung d. mineralogischen Verhältnisse des Großherzogthums Baden. – 631 S., Karlsruhe.
- WILD, H. (1973): Neue Erkenntnisse über Genese und Lagerung des Salzes im Mittleren Muschelkalk in Süddeutschland. – Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver., N.F. 55, S. 95-132, Stuttgart.
- WIRTH, W. (1958): Profile aus dem Trochitenkalk im nordwestlichen Baden-Württemberg. – Arbeiten a. d. Geol. – Paläont. Inst. d. Techn. Hochschule Stuttgart, N.F. Nr. 18, 99 S., Stuttgart.
- ZIPPRICH, K. (1935): Das Untere Wellengebirge des Kraichgaus in der Mosbacher und Freudenstädter Fazies. – Mitt. u. Arb. a. d. Geol.-Paläont. Inst. d. Univ. Heidelberg, N.F. 288, 88 S., Heidelberg.

(Am 30. April 1990 bei der Schriftleitung eingegangen.)

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Mitteilungen des Badischen Landesvereins für Naturkunde und Naturschutz e.V. Freiburg i. Br.](#)

Jahr/Year: 1990-1993

Band/Volume: [NF_15](#)

Autor(en)/Author(s): Heyligenstädt Karl Ludwig

Artikel/Article: [Kieselsäure-Vorkommen im Muschelkalk des Enzkreises \(1991\) 277-301](#)