Zeitschrift: Mitteilungen der Naturforschenden Gesellschaft Schaffhausen
Herausgeber: Naturforschende Gesellschaft Schaffhausen
Band: 28 (1963-1967)

Artikel: Über die Tertiärbildungen im Kanton Schaffhausen
Autor: Hofmann, Franz
DOI: https://doi.org/10.5169/seals-585727

Nutzungsbedingungen
Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

Conditions d'utilisation
L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

Terms of use
The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

Download PDF: 07.07.2025

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, https://www.e-periodica.ch

Über die Tertiärbildungen im Kanton Schaffhausen

von FRANZ HOFMANN, Neuhausen am Rheinfall

EINLEITUNG

Im Gebiet des Kantons Schaffhausen fallen — besonders dem geologischen Laien — die Kalksteinschichten der Juraformation weit stärker auf, als die darüber liegenden Bildungen der Tertiärzeit. Die Juraschichten entstanden in einer geologisch ruhigen Zeit in einem grossen, offenen Flachmeer als chemische Kalk- oder tonige Schlammabsätze, ohne jegliche Zumischung von grobem, durch Flüsse zugeführtem Material. Die resultierenden, oft monotonen Kalkstein- und Mergelschichten bleiben sich über viele Kilometer gleich.

Demgegenüber sind die Tertiärbildungen viel weniger auffällig, und viele wichtige Vorkommen sind nur dem spezialisierten Fachmann bekannt. Die Art und Ausbildung der Gesteine wechselt oft über kürzeste Distanz, wenn nicht innerhalb eines Aufschlusses, und es ist nicht verwunderlich, dass oft nur spezielle, an die kriminalistische Spurenanalyse erinnernde, sedimentpetrographische Untersuchungsmethoden Aufschluss über die Entstehungsbedingungen, die Materialherkunft und die gegenseitigen Altersbeziehungen zu geben vermögen.

Zweck der vorliegenden Arbeit ist es, vor allem einen Überblick über die Geschichte der Tertiärbildungen unserer Gegend zu vermitteln, wobei besonders paläogeographische Fragen im Vordergrund stehen und Andeutungen moderner Untersuchungsmethodik gegeben werden. Eine Reihe neuer, bisher nicht publizierter Untersuchungsergebnisse sind mitverarbeitet worden, und

Tabelle I

Geologische Zeiteinteilung ab Karbon mit absoluten Altersangaben

Quartär	Holozän Pleistozän (Eiszeiten)	
		1 Mill. Jahre
Tertiär	Pliozän	
		10
	Miozän	
		25
	Oligozän	
		40
	Eozän	
		60
	Paleozän	
		70
Mesozoikum	Kreide	
		135
	Jura	
		180
	Trias	
		225
Jung-Paläozoikum	Perm	
		270
	Karbon	
		350

selbstverständlich konnten die Betrachtungen nicht an den Kantons- oder auch Landesgrenzen Halt machen.

Tone, Mergel, Sande und Geröllablagerungen, nur selten aber Kalke bilden die tertiären Sedimente unserer Gegend. Teilweise entstanden sie auf dem Festland, teilweise im Meer unter sehr wechselvollen, oft geradezu turbulenten Bedingungen, die die Epoche der gleichzeitig entstehenden Alpen kennzeichnen.

Während die marinen Juraschichten in unserem Gebiet sehr vollständig entwickelt sind, fehlen interessanterweise Ablagerungen des Kreidemeeres vollkommen. Im Gebiet des Juragebirges treffen wir solche erst in der Gegend von Biel, in einer ähnlichen Ausbildung, wie in den nördlichen Kalkalpen (Helvetikum). Die Meeresküste verlief damals viele Kilometer südlich des heutigen Hochrhein- und Bodenseegebietes, das zur Jurazeit noch vom Meer überflutet gewesen war. Zu Ende des Erdmittelalters (Mesozoikum) lag unser Land in der nördlichen Randzone des Meeres, in dem die Sedimentschichten abgelagert wurden, die heute zusammen mit solchen des Grundgebirges die Alpen aufbauen. Dieses Meer, die sogenannte alpine Geosynklinale, entstand zu Beginn des Mesozoikums, an der Wende Perm-Trias (vergl. Tabelle I) und war ein Teil des damaligen Meerestroges, der über die Dinariden, die Karpathen, Anatolien und Persien bis zum Himalaya reichte.

Das erwähnte Zurückweichen des Meeres in der Kreidezeit deutet alpine Bewegungsphasen an, die eine Hebung des alten Blocks Schwarzwald-Vogesen zur Folge hatten. Im Alttertiär (Eozän) begannen sich auch die inneren Alpenteile aus dem Meer herauszuheben, und in diese Zeit fallen in unserem Gebiet die ersten Tertiärbildungen, die Bohnerze, Bolustone und Huppererden, die sogenannte Siderolith-Formation.

DIE SIDEROLITH-FORMATION

Die festländische Siderolith-Formation (Bolustone, Bohnerze und Huppererden) hat ihren Namen von den Bohnerzvorkommen erhalten und umfasst im wesentlichen Teile des Eozän (vergl. Tabellen I und II). Es ist aber nicht ausgeschlossen, dass daran auch festländische Bildungen der Kreidezeit und des Paleozän beteiligt sind. Datierbare Fossilien sind aus unserer Gegend nicht bekannt, wohl aber aus dem Kettenjura (eozäne Landwirbeltiere).

Tabelle II

Übersicht über die Tertiärbildungen der weiteren Umgebung von Schaffhausen

Stratigraphische Einteilung		Stufenbezeichnung Lithologische Ausbildung	Fazies der Sedimente	
Pliozän	Pontien	Obere Süsswassermolasse mit Vulkaniten	lakuster: Höwenegg- und Öhningerschichten s. str. fluviatile und fluvioterrestrische Ablagerungen vorherrschend	Molasse
Miozän	Sarmatien Tortonien			
	Helvétien Burdigalien	Obere Meeresmolasse: Kirchberger- und Grimmelfingerschichten, Austernnagelfluhen Albstein-Randengrobkalk-Serie, Grobsandzug, Glaukonitsandstein	marin bis brackisch z. T. terrestrisch	
Oligozän	Aquitanien oberes Chattien	Untere Süsswassermolasse	fluviatil und fluvioterrestrisch	
	unteres Chattien	Krustenkalke	terrestrisch	
	Rupélien ? Sannoisien	Gelberden und Grobsandwälle	terrestrisch	
		Krustenkalke	terrestrisch	
Eozän		Bohnerz, Bolustone, Huppererden, Quarzsande	terrestrisch	

Dass alpine Gebiete sich damals aus dem Meer herausgehoben hatten, ist daran erkenntlich, dass z. B. auch aus dem Gebiet des westlichen Aarmassivs und aus der Morcles-Decke Bohnerzbildungen bekannt sind, während die entsprechenden eozänen Schichten in der östlichen Schweiz rein marin sind (z. B. Nummulithenkalke).

Die Bohnerze, Bolustone und Huppererden entstanden als rein festländische Verwitterungsrückstände, hauptsächlich durch Auslaugung der anstehenden höchsten Juraschichten, in einer Zeit feuchtwarmen Klimas, wovon auch der Fossilreichtum der gleichaltrigen marinen Schichten der Alpen zeugt. Es wurde nicht — wie bei der Sedimentation der Molasse — Geröll, Sand und Schlamm in nennenswerter Menge zugeführt.

Viele Indizien belegen diese Verhältnisse: Ein Ergebnis der Auslaugungsverwitterung ist die karrige Karstoberfläche der Malmkalke, in deren Taschen, Mulden und Spalten die Rückstandssedimente der Siderolith-Formation liegen. Anderseits spricht die Beschaffenheit dieser Sedimente selbst dafür, dass es sich um eigentliche fossile Böden von Roterdecharakter handelt, die nur bei reichlichen Niederschlägen in feuchtwarmem Klima entstanden sein konnten. Das aggressive Regenwasser versickerte, löste den Kalk und erzeugte die Karstoberfläche, in die die nichtlöslichen Rückstände zusammengeschwemmt wurden. Je nach Ausgangsgestein bildeten sich die entsprechenden typischen, stets kalkfreien, siderolithischen Reliktsedimente. Ihre Bildung muss mehrere Millionen Jahre gedauert haben.

Der gelöste Kalk kristallisierte gelegentlich in den siderolithischen Spalten und Taschen in Form von schönen, meist bräunlichen, strahligen Kalzitkristallaggregaten (unter P. 669 WNW Büttenhardt, Steinbrüche von Dielsdorf an der Lägern). Im Kalksteinbruch Wippel der Zementfabrik Thayngen kamen am Grund von Bolustaschen auch weisse, reine Absätze von neugebildetem Kalzit in feinkörnigen Lagen zum Vorschein.

Die Bohnerze

Bohnerze entstanden bei eisenreichem Ausgangsmaterial nach völliger Entkalkung: das Eisen ging im aggressiven, sauren Regenwasser kolloidal in Lösung und wurde in tieferen Lagen als Hydroxyd wieder ausgeschieden. Dabei setzten sich um kleine

Anlagerungskeime (Klümpchen von Ton, bereits ausgeschiedenes Erz) konzentrisch-schalig immer weitere Lagen von Erz an, wodurch mit der Zeit die Erzbohnen entstanden. Meist sind sie in mehr oder weniger stark eisenhaltigem, ockerfarbenem oder rotem Boluston eingebettet. Die Erzlagen der Bohnen bestehen aus Goethit (Nadeleisenerz, α-FeOOH), der mehr oder weniger stark von Kaolinitton durchsetzt sein kann (vergl. J. EICHLER, 1961). Bei den in der Aufschlussbohrung Küsnacht I der schweizerischen Erdölexploration in einer Tiefe von rund 2660 m angetroffenen Bohnerzen konnte W. EPPRECHT (1963) neben den Geothit-Bohnen auch zahlreiche solche feststellen, die ganz oder teilweise aus Hämatit bestanden (Fe_2O_3), während solche in der Bohrung Eglisau II (Tiefe ca. 150 m) weit seltener waren und von J. EICHLER aus Oberflächenproben überhaupt nicht gemeldet wurden. Über die genauen Entstehungsbedingungen der Bohnerze besteht noch keine völlige Klarheit.

Eine gewaschene Erzprobe aus der Grube W Lohn (Schaffhausen) (Koord. 692 100 / 290 240 / 625), in der auch Hämatitbohnen angetroffen wurden, ergab folgende Analyse der wichtigsten Elemente (Chemisches Laboratorium der Georg Fischer AG., Schaffhausen):

Fe	Mn	SiO_2	Al_2O_3	P	S	CaO	MgO	V	
42,8	0,15	11,4	15,0	0,19	<0,01	kein	0,17	0,04	%

Der Vanadiumgehalt der Probe von Lohn ist sehr gering. Aus anderen Gegenden wurden teilweise wesentlich höhere Werte (bis 1%) erwähnt.

Auf dem Gebiet des Kantons Schaffhausen (vergl. Abb. 8) kommen Bohnerze vor allem auf dem Lauferberg, dem Wannenberg und dem Rossberg vor, in geringerem Umfange auch auf dem Reiat. Das Erz auf den Höhenzügen südlich des Klettgaus wurde bis um die Mitte des 19. Jahrhunderts ausgebeutet und im Hochofen am Rheinfall verhüttet. Im ganzen wurden (nach E. KÜNDIG und F. DE QUERVAIN, 1953) im Kanton Schaffhausen 172 000 t gewaschenes Erz gewonnen. Die noch gewinnbare Erzmenge wird auf ca. 160 000 t geschätzt. Abgebaut wurden muldenartige, erzreiche Vertiefungen, meist im Tagebau, gelegentlich mit kurzen Schächten und Stollen. Viele ehedem abgebaute Erzlöcher sind noch heute erhalten und bilden meist kleine Tümpel.

Das grösste schweizerische Produktionsgebiet war das Delsbergerbecken, aus dem noch 1941—1945 im Schachtbau rund 30 000 t gewaschenes Bohnerz gewonnen und im elektrischen Niederschachtofen in Choindez verhüttet wurde. Die gesamte abgebaute Erzmenge (gewaschen) wird auf rund 1,5 Millionen t geschätzt.

Das Bohnerz war früher wegen seines niedrigen Phosphorgehaltes sehr gesucht. Mit der Entwicklung des Thomasverfahrens verlor es aber an Interesse und kam im Delsbergerbecken nach 1926 nur während des 2. Weltkrieges nochmals zu Ehren. Die im Bohnerz eingebetteten Bohnen mussten ausgewaschen werden, da der Fe-Gehalt des Tons meist unter 10% lag. Auch bei bohnenreichen Vorkommen betrug die Ausbeute an gewaschenem Erz kaum über 50% des Roherzes.

Die Bolustone

Die Bolustone treten, wie bereits beschrieben, als Zwischenmittel der Erzbohnen auf. War der Eisengehalt des verwitternden tonigen Ausgangsmaterials gering, so bildeten sich erzfreie Bolustone. Als fossile Böden zeigen sie nie eine deutliche Schichtung, wie sie bei Absatz im Wasser hätte resultieren müssen. Sie sind vielmehr ausgesprochen massig ausgebildet, meist ockerfarben, gelegentlich aber rötlich, violett, grün, nur selten auch rein weiss.

Die Bolustone bestehen im wesentlichen aus dem Tonmineral Kaolinit und entstanden während der Auslaugung im feuchtwarmen Klima aus gewöhnlichen, illitischen, glimmerartigen Tonen. Das Ausgangsmaterial waren die stets mehr oder weniger tonhaltigen höchsten Jurakalke und deren Mergellagen (z. B. Plattenkalke), aus denen zuerst der Kalk weggelöst wurde. Die Tone wurden in die entstehenden Karstlöcher verschwemmt und weiter ausgelaugt, wobei nur der puffernde Kalk fehlte und das agressive, saure Regenwasser (Kohlensäure, Humussäuren) den Ton selbst angriff. Die SiO_2-reichen Illit-Tone wurden dabei durch Wegfuhr von Kieselsäure in die SiO_2-ärmeren Kaolinite übergeführt, die dafür reicher an Tonerde (Al_2O_3) und dementsprechend auch feuerfester sind (um 38% Al_2O_3 bei reinen Sorten). Stellenweise wurde die gelöste Kieselsäure in Form kleiner, bis 3 mm langer, zweispitziger Quarze im Ton wieder

ausgeschieden (NW Bargen, F. HOFMANN, 1959), teilweise auch in Klüften des Malmkalks (Freudental). Gelegentlich findet man Boluston in schmalen Spalten tief in den Malmschichten (Strassenanschnitt am Längenberg N Schaffhausen, im wohlgeschichteten Kalk, 1966). Gelegentlich führen die Bolustone als weitere Relikte des ausgelaugten Malm Kieselknollen (Feuersteine), z. B. SE Lohn.

Erzfreie Bolustone findet man im Gebiet des Kantons Schaffhausen besonders auf der Hochfläche des Reiat in der Gegend von Stetten und Lohn, wo sie Anlass zur dortigen keramischen Industrie gaben, heute aber weitgehend durch importiertes Material ersetzt sind. Einzelne Gruben S und SE von Lohn sind aber immer noch im Betrieb, wenn auch der Bolus hauptsächlich für Ziegeleizwecke verwendet wird. Wegen des fast stets relativ hohen Eisengehalts sind unsere Bolustone nicht sehr feuerfest, und reinere, weisse Sorten sind selten, obwohl solche früher sogar ausgelesen und exportiert wurden (Pfeifenerde).

Ein weiteres Vorkommen ist jenes des Färberwiesli NE Beringen, das für Steinzeugwerke abgebaut wird. In den Gruben von Stetten, Lohn und Färberwiesli und auch im Freudental kommt die Karstoberfläche des Malm sehr schön zur Geltung. Im direkten Kontakt mit den Massenkalkriffen trifft man sehr häufig auf eine nur wenige Zentimeter dicke, meist grüne, plastische Tonlage, die wegen der neutralisierenden Pufferwirkung des angrenzenden Kalksteins stets noch weitgehend illitisch, also nicht kaolinisiert ist.

Die Quarzsande und Huppererden

Huppererden und Quarzsande der Siderolith-Formation sind im Randen-Reiat-Gebiet selten, fehlen aber nicht.

Ein besonders interessantes Vorkommen beschrieb F. SCHALCH (1916) vom Siblinger Randen (aufgefunden vom seinerzeitigen Pfarrer G. KELLER von Siblingen). Die Stelle — eine ca. 50 cm breite siderolithische Spaltenfüllung tief in den wohlgeschichteten Kalken — konnte am Steilhang NW des Siblinger Randenhauses (Koord. 682 100 / 287 525 / 820) wieder aufgefunden werden. F. SCHALCH deutete das Vorkommen mit Vorbehalt als Sand der Oberen Meeresmolasse. Die sedimentpetrographische Untersuchung belegte aber eindeutig siderolithisches Alter. Es handelt

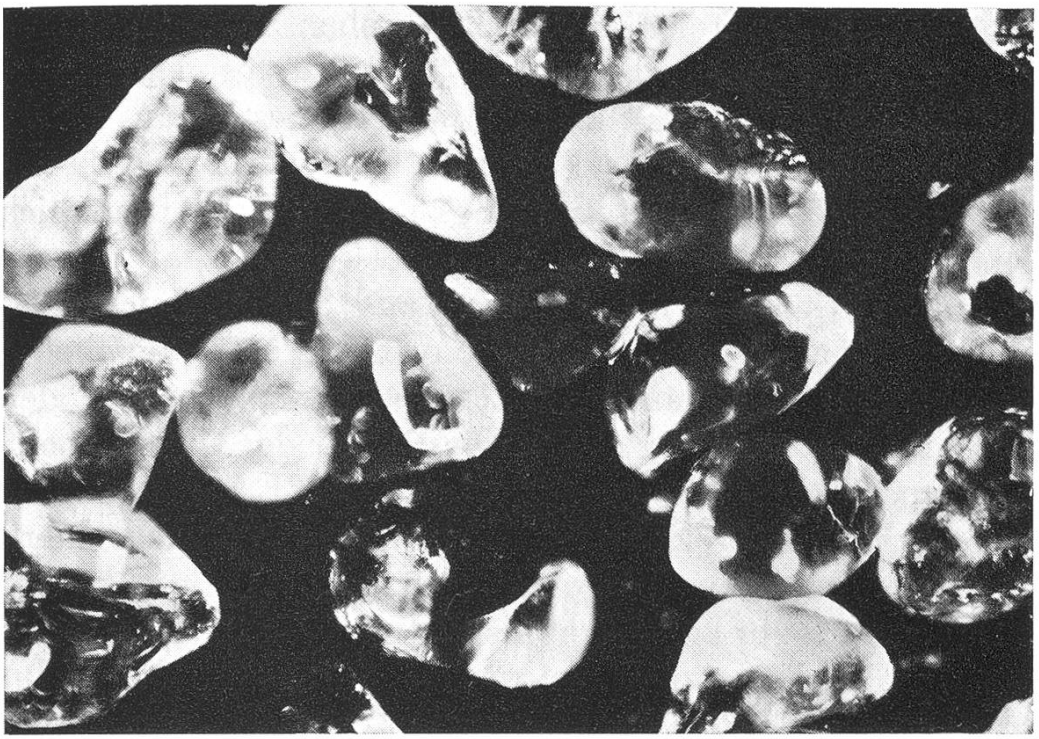

Abb. 1a:
Quarzsand aus der siderolithischen Spaltenfüllung des Siblinger Randen. Fraktion 0,4—0,6 mm. Glasglänzende Oberflächen, entstanden durch langfristige chemische Lösungsprozesse.

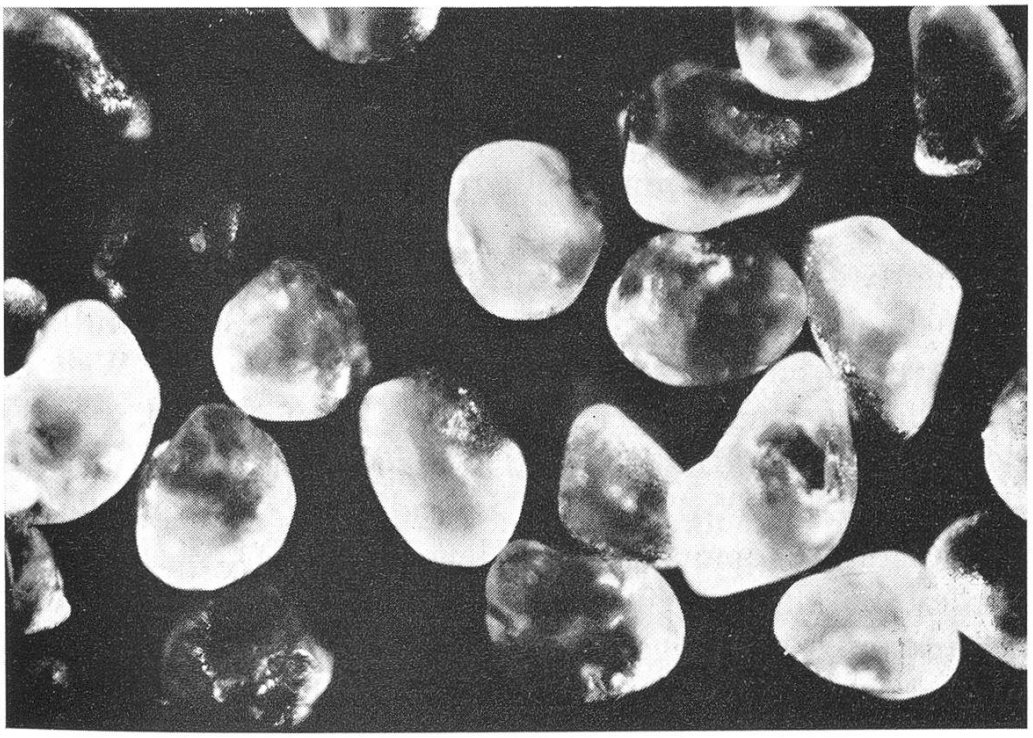

Abb. 1b:
Quarzsand aus Sandwällen, eingelagert in die Gelberdeformation (Kaolinitmergel) von Laufen am Rheinfall. Fraktion 0,4—0,6 mm. Mattgescheuerte Oberfläche, zurückzuführen auf Windtransport.

sich um einen kalkfreien, auffallend groben Sand (Hauptkorngrösse zwischen 0,4 und 1,0 mm, Schlämmstoffgehalt 10%). Etwa die Hälfte des gewaschenen Materials besteht aus sehr gut gerundeten, auffallend glasglänzenden Quarzkörnern (Abb. 1a), die andere Hälfte aus kieseligen Fossilresten, nach freundlicher Bestimmung durch Herrn Dr. H. Fahrion (Gewerkschaft Elwerath, Erdölwerke, Hannover), vor allem aus Skelettelementen von Schwämmen und Echinodermen, die offenbar ausschliesslich aus dem oberen Malm stammen (Lösungsrückstände) und deren Oberfläche porzellanartig glänzt. Die Politur der Oberfläche beider Komponenten ist zweifellos ebenfalls ein Ergebnis der langfristigen chemischen Lösungswirkung des aggressiven siderolithischen Regenwassers. Schwieriger zu deuten ist die Herkunft des Quarzsandes: er kann nicht als Lösungsrückstand vom oberen Malm der Umgebung abgeleitet werden, weil in der ganzen Juraformation der näheren und weiteren Umgebung grobe Sande dieser Art fehlen. Solche treten erst in der oberen Trias auf (Stubensandstein, evtl. Rhät). Es ist möglich, dass diese groben Sande schon zur Kreidezeit auf dem in unserer Gegend vorhandenen Festland durch kleine Flussläufe aus N (Schwarzwaldzone) zugeführt wurden. Dies setzt einen Transport über wenigstens 50 km aus einem Gebiet voraus, das schon damals bis auf die Trias erodiert war.

Ähnliche, aber unreinere siderolithische Grobsande füllen Spalten im Massenkalk unmittelbar SE Bargen (Koord. 688 100/294 000).

Weitere, aber viel feinkörnigere Huppererdevorkommen konnten in der Gegend von Bargen als kleine Spaltenfüllungen im oberen Malm gefunden werden. Sie kamen bei Weg- und Strassenbauten zum Vorschein (NW Bargen, Koord. 687 340/294 820/675 und 687 480/294 830 670, ebenso WSW Neuhaus, Koord. 685 420/295 350/730; freundlicher Hinweis auf das letzgenannte Vorkommen durch Herrn Prof. Dr. W. U. Guyan). Alle diese Vorkommen sind typische, kalkfreie, eisenarme, weisse bis graue, klebsandartige Huppererden. In Tabelle III sind die Kornanalysen zweier Vorkommen dargestellt:

Tabelle III

Schlämm- und Siebanalysen zweier klebsandartigen Huppererden aus der Gegend von Bargen-Neuhaus

	NW Bargen %	W Neuhaus %
über 1,0 mm	0,4	0,4
0,6 —1,0 mm	0,6	0,4
0,4 —0,6 mm	1,9	1,2
0,3 —0,4 mm	2,2	2,5
0,2 —0,3 mm	5,0	8,9
0,15 —0,2 mm	7,0	11,8
0,1 —0,15 mm	11,5	18,3
0,075—0,1 mm	8,1	8,0
0,06 —0,075 mm	9,1	6,0
0,02 —0,06 mm	14,2	11,5
Schlämmstoffe	40,0	31,0

Die Schlämmstoffe bestehen vorwiegend aus kaolinitischem Ton. Auch die ursprüngliche Herkunft dieser Sande ist weitgehend offen. Sehr ähnlich gekörnte, aber schlämmstoffärmere siderolithische Quarzsande hat F. GÜLLER (1959) von der Lägern beschrieben.

DIE FORMATION DER GELBERDEN UND KRUSTENKALKE

Über den Siderolithbildungen liegt im Gebiet von Schaffhausen und auch anderswo stellenweise und immer mit scharfer Grenze eine festländisch entstandene Formation von merkwürdigen Krustenkalken und ockergelben Mergeln, die aber noch nicht zur Molasse gehören (F. HOFMANN, 1960; F. HOFMANN und TJ. PETERS, 1962).

Die Krustenkalke

Ähnlich den Siderolithbildungen entstanden die Krustenkalke an Ort und Stelle als rein terrestrische, autochthone Sedimente. Sichere Fossilien konnten bis jetzt nicht gefunden werden. Es handelt sich jedenfalls nicht um Süsswasserkalke im Sinne fossiler Seekreiden, sondern um sogenannte Exsudationskalke, entstanden durch aufsteigendes kalkreiches Wasser, das an der Oberfläche verdunstete und — oft wahrscheinlich in temporären, schottartigen Tümpeln — Kalkkrusten erzeugte. Dies setzt aber ein eher trockenwarmes, etwa semiarides Klima voraus, ganz im Gegensatz zum feuchtwarmen Klima mit häufigen Regenfällen,

das für die Zeit des Siderolithikums angenommen werden muss. Vom Siderolithikum zur Zeit der Krustenkalke hat also offensichtlich ein entsprechender Klimawechsel stattgefunden, der aber im Sinne einer Entwicklung auf die Verhältnisse der Molassezeit durchaus plausibel erscheint.

Krustenkalke älter als Molasse treten in unserer Gegend vor allem an folgenden Stellen auf:

Lohn:

In der Bolusgrube unmittelbar S von Lohn (Koord. 692 480/290 000) wird der ockerfarbene, kalkfreie Boluston von einem Komplex mergeldurchsetzter, löcheriger Krustenkalke überlagert. Ähnliche Krustenkalke überlagern am Ausgang von Lohn Richtung Opfertshofen rotbraunen Bohnerzton und enthalten — aufgearbeitet — Bohnerz und Bolusstückchen. Auch W Stetten kamen in Baugruben gleichartige Krustenkalke zum Vorschein.

Almenbüel:

In der Mergelgrube Almenbüel der Zementfabrik Thayngen wurden besonders schöne Krustenkalke aufgeschlossen. Bei Aushubarbeiten für eine neue Mergeltrocknungsanlage kam im Laufe der letzten Jahre folgendes Profil zum Vorschein:

Hangendes: Mergel der Unteren Süsswassermolasse	
Aufgearbeitetes Bohnerz, eingebettet in ockergelben Krustenkalk und Mergel vom Gelberdetypus	0—1 m
Rötlicher, pisolithischer Krustenkalk mit oolithischen Partien und auffallend weissen Kalkkügelchen, sowohl in den grösseren Knollen wie im Zwischenmittel	1 m
Hellbeigefarbener, teilweise knolliger (pisolithischer) Kalk, z. T. grosse Knollen mit lagig-konzentrischen Anwachskrusten (Algen?) in mürbem kalkigen Zwischenmittel, z. T. harte, dichte, schwach oolithische Kalke, jurakalkähnlich; stellenweise aufgearbeitete Jurakalktrümmer. Vereinzelt kommen Kiesellagen (Silex) bis zu 5 cm Stärke im Kalk vor, mit gleicher Struktur wie jene der Krustenkalke, in denen sie auftreten (Verdrängung von Kalk durch Kieselsäure?)	1 m
Bolustone bis rotbrauner Bohnerzton, mit scharfer Obergrenze, in Kesseln der Malm-Karstoberfläche gelagert	bis 8 m
Schrattiger Massenkalk mit Riffen bis 8 m Höhe	

Aushubmaterial der oft sehr schönen Krustenkalke ist derzeit noch vorhanden und kommt immer wieder gelegentlich zum Vorschein.

Alter der Krustenkalke

Vor allem die rötlichen Krustenkalke von Almenbüel sind den sogenannten «Calcaires de Daubrée» (benannt nach dem französischen Geologen DAUBRÉE) des Delsbergerbeckens ähnlich (H. LINIGER, 1925). Sie werden dort ins Eozän gestellt, sind aber jedenfalls jünger als Bohnerze, Bolustone und Huppererden. Wahrscheinlich reichen sie im Delsbergerbecken und anderswo vom jüngeren Eozän bis ins Unteroligozän, werden aber im Delsbergerbecken jedenfalls von den Gelberden des Sannoisien überlagert. Dies scheint nach Indizien in der Grube Almenbüel auch in der Gegend von Schaffhausen der Fall zu sein, wenn auch hier die Verhältnisse etwas anders sind als am Südende der Oberrheinischen Tiefebene. Gleichartige Krustenkalke wie im Kanton Schaffhausen hat A. SCHREINER (1965) auch aus dem Hegau beschrieben.

Die Kaolinitmergel (Gelberden)

Im weiteren Rheinfallgebiet konnte eine interessante Formation von Kaolinitmergeln beobachtet werden (F. HOFMANN, 1960; F. HOFMANN und TJ. PETERS, 1962), die bisher als Bolustone betrachtet wurden. Sie kamen auch in der Bohrung Eglisau II zum Vorschein (W. EPPRECHT, 1963).

Im Gegensatz zu den Bolustonen sind die ockerfarbenen Kaolinitmergel stets erheblich kalkhaltig (10 bis 20%) und ihr Koalinit ist wesentlich feinkörniger. Sie enthalten einen deutlichen Anteil an Grobsand nebst aufgearbeitetem Bohnerz, und stellenweise (Laufen) sind Grobsandwälle aus Quarzsand und Jurakalkgrus eingelagert. Es bestehen Anzeichen für teilweise Windverfrachtung des Mergel- und Sandmaterials: die Quarzkörner haben — im Gegensatz zu jenen der Huppererden (Siblingen!) — auffallend rauhe, gescheuerte Oberflächen (Abb. 1b). Die Sandwälle von Laufen könnten als Ablagerungen von Waddis gedeutet werden. Jedenfalls war das Klima wenigstens semiarid. Die Herkunft der Grobsande stelle ähnliche Probleme, wie bei jenen der siderolithischen Spalte von Siblingen.

Vorkommen der Kaolinitmergel

Längs des Rheinuferwegs Flurlingen-Schloss Laufen (Buchhalde, linke Flusseite) überlagern mehrere Meter ockerfarbene

Kaolinitmergel den Malm und die darin enthaltenen siderolithischen Spaltenfüllungen. Die erwähnten Grobsandwälle unmittelbar E Laufen waren nur kurzfristig in Baugruben erschlossen. Malmkalktrümmerlagen finden sich in den Kaolinitmergeln im kleinen Bachtobel auf der NE-Seite der Buchhalde (Koord. 689 270 / 281 460 / 395).

Die übrigen Vorkommen liegen hauptsächlich auf dem Gebiet der Gemeinde Neuhausen am Rheinfall und kommen immer wieder in Baugruben zum Vorschein (Areal der Schweiz. Industrie-Gesellschaft, Unterführung S Bahnhof Neuhausen SBB, Rabenfluh, Rosenbergquartier — neue Telefonzentrale). Ein besonders aufschlussreiches Vorkommen wurde in einer Baugrube an der Abzweigung Stokarbergstrasse Sonnenburggutstrasse (Schaffhausen) angetroffen (F. Hofmann und Tj. Peters, 1962).

Alter der Kaolinitmergel

Bereits in den zitierten früheren Publikationen wurden die Kaolinitmergel des Rheinfallgebietes als postsiderolithische, aber prämolassische Bildungen ins ältere Oligozän gestellt. Vergleichende Untersuchungen haben gezeigt, dass man sie mit gutem Gewissen mit den Gelberden der raurachischen Senke (Delsbergerbecken-Ajoie, Südende der Oberrheinischen Tiefebene) identifizieren und im wesentlichen dem Sannoisien (Unteroligozän) zuweisen kann (vergl. H. Liniger, 1925; H. Fischer, 1965).

Diese stratigraphische Einstufung der Gelberden und die angenommenen trockenwarmen Klimaverhältnisse vertragen sich sehr gut mit den Entstehungsbedingungen der gleichaltrigen Kalisalzlager der Oberrheinischen Tiefebene.

DIE MOLASSE

Erst im mittleren Oligozän (Rupélien, Tabelle II) beginnt die Molassezeit, während der der Trog des schweizerischen Mittellandes zwischen Alpen und Jura und seine Fortsetzung in der schwäbisch-bayrischen Hochebene mit Schutt aus den werdenden Alpen aufgefüllt wurde.

Eine erste Hauptfaltungsphase reduzierte das Meer der alpinen Geosynklinale durch den Zusammenschub des Gebirges auf einen schmalen Schlauch vor der Front der Überschiebungs-

decken. Es ist die Zeit der Unteren Meeresmolasse. Die Aufschlussbohrungen der schweizerischen Erdölexploration haben gezeigt, dass die Nordküste dieses Meeres ungefähr unter dem heutigen Alpenrand gelegen haben musste, während sie östlich des Bodensees wesentlich weiter nach N reichte. Der Grund für diese Situation liegt in einer weit zurück zu verfolgenden Hochlage des Grundgebirges im Untergrund des schweizerischen Mittellandes, zwischen Alpen und Vogesen/Schwarzwald, und in einem allgemein stärkeren Zusammenschub des Alpengebirges in den Westalpen.

Dem schmalen, voralpinen Rupélienmeer entsprach altersgemäss jenes der Oberrheinischen Tiefebene, die schon im Eozän eingesenkt und im Sannoisien vom Meer überflutet wurde und deren marine Bildungen aus der Rupélienzeit bis ins Delsbergerbecken nachzuweisen sind (H. Liniger, 1925). Ob eine Verbindung über die raurachische Senke zum voralpinen Meeresarm bestand, ist eine noch zur Diskussion stehende Frage. Im Gebiet von Schaffhausen herrschten damals jedenfalls noch terrestrische Verhältnisse, wie zur Zeit der Gelberden, die altersgemäss vom Sannoisien durchaus noch ins Rupélien hinaufreichen können.

Die Untere Süsswassermolasse (USM)

Die Hauptphase des alpinen Zusammenschubs fällt in die tiefere Chattien-Periode des Oligozän (vergl. Tabelle II). Geröllschüttungen hatten sie schon im Rupélien angekündigt, traten nun massiv auf und brachten den schmalen Meeresschlauch vollkommen zum Verschwinden. Es war die Zeit der riesigen alpinen Schuttdeltas des Speer, der Rigi, des Thunerseegebietes und des Mont Pélerin, denen im Gebiet der Ostalpen keine Äquivalente dieser Intensität gegenüber stehen. Die genannten Schuttfächer lieferten vorwiegend Sedimentgerölle der höchsten alpinen Dekkeneinheiten (Ostalpin, Klippen, romanische Voralpen). Der Geröllschutt des Rigi-Systems (Riginagelfluhen) erreichte im zentralen Teil seines Deltas eine Mächtigkeit von über 3000 m; eine riesige Menge Material, die schon zu früher Zeit aus den werdenden Alpen abgetragen und ins Vorland verfrachtet wurde. Diese riesigen Schuttfächer des unteren Chattien klangen aber nach N ausserordentlich rasch aus und wurden in den Erdöl-



Abb. 2:
Schematisierende Skizze der Stromrinne aus granitischen Sanden in der Unteren Süsswassermolasse, unterhalb Rheinau, linkes Rheinufer, gegenüber Balm.

explorationsbohrungen des Mittellandes nicht mehr angetroffen (U. Büchi, G. Wiener und F. Hofmann, 1965). Der heutige Nordrand des Molassebeckens lag deshalb damals weiterhin ausserhalb des Bereichs der Molassesedimentation, und es konnten nur autochthone Bildungen entstehen. In diese Zeit, also ins Chattien, sind die pisolithischen Krustenkalke zu stellen, die in der Baugrube Stokarbergstrasse in Schaffhausen die Gelberden überlagerten und jünger sind, als die Krustenkalke des Reiat. Sie dürfen ein Äquivalent der Krusten- und Landschneckenkalke von Hoppetenzell N Stockach darstellen (E. Rutte, 1954; L. Erb, H. A. Haus und E. Rutte, 1961). Identische chattische Krustenkalke traten nach mündlicher Mitteilung von J. Hübscher † 1931 auch bei Aushubarbeiten am Ziegelberg WSW des Aazheimerhofs zum Vorschein (Koord. 685 650 / 280 550 / 495).

Die Gegend von Schaffhausen liegt am Nordrand des schweizerischen Molassebeckens, weshalb dieses Gebiet während der USM erst im höheren Chattien in den Randbereich der sich ausweitenden Molassesedimentation geriet. Im höheren Chattien und besonders im Aquitanien überschwemmte der alpine Schutt aus zwei Hauptschuttfächern (Napf und Hohronen) das alpine Vorland. In den alpinen Einzugsgebieten waren die sedimentären, vorwiegend kalkigen Schichten bereits weitgehend abgetragen worden, und es wurden nun ganz besonders granitische Deckenkomplexe erodiert, deren Material mit jenem der Berninadecke

grösste Übereinstimmung zeigt. Dies ergab granitgeröllreiche Nagelfluhen in den Gebieten, wo die Flüsse aus den Alpen austraten (Hohronen, Entlebuch), während auf weitere Distanzen die Flüsse entsprechende, granitische, feldspatreiche Sande transportierten. Das schlammige Material der häufig das Vorland überschwemmenden Flüsse blieb in Form von Molassemergeln erhalten. Das schweizerische Mittelland war also ein Überschwemmungsgebiet mit fluvioterrestrischer Fazies, wie sie für die nichtmarinen Molassekomplexe typisch ist. Die Flüsse der Napf- und Hohronenschüttungen wandten sich in ihrem weiteren Verlauf nach E, lieferten den Hauptanteil des Materials der USM mindestens im westlichen Teil des süddeutschen Alpenvorlandes und mündeten östlich von München ins Meer (F. FÜCHTBAUER, 1964). Mit der zunehmenden Sedimentation ging eine stete, nach N ausklingende Absenkung des Molassetroges parallel (USM-Mächtigkeiten: Bohrung Lindau I, SW Winterthur 900 m, Küsnacht I 1600 m).

Die alten, mit Strombettsanden granitischer Natur gefüllten, grossen Flussrinnen jener Zeit sind uns, in Mergelschichten eingelagert, in unserer Gegend in schönen Beispielen erhalten geblieben, etwa in der Gegend von Rheinau (Abb. 2) oder an der Buchhalde am linken Rheinufer gegenüber Neuhausen am Rheinfall. Der granitische Sand der Stromrinne von Rheinau enthält 50 bis 60% Feldspat im silikatischen Sandanteil, der Karbonatgehalt beträgt 15% (Kalk : Dolomit = 1 : 1). Granitischer Sand überlagerte auch die Krustenkalke und Gelberden der bereits genannten Baugrube Stokarbergstrasse. E Rafz werden die höheren, vorwiegend mergeligen Schichten der USM als Ziegeleirohstoff ausgebeutet. Eine weitere Grube in der gleichen Zone liegt N Eglisau.

Die Sande von Rheinau und Stokarberg und jene im unteren Teil der Buchhalde sind epidotfrei und gehören damit noch zum tieferen Teil der granitischen USM (H. FÜCHTBAUER, 1964; U. BÜCHI, G. WIENER und F. HOFMANN, 1965), vermutlich ins obere Chattien. An der Buchhalde tritt Epidot erst in den höchsten Sandsteinlagen auf.

A. SCHREINER (1965) konnte im Hegau, vor allem im Gebiet N von Engen, aber auch bei Tengen Juranagelfluhvorkommen nachweisen, die unter den Ablagerungen der Oberen Meeresmolasse liegen und deshalb zur USM gehören (ältere Jura-

nagelfluh). Dies deutet auf eine der starken alpinen Faltung entsprechende Hebung des Schwarzwaldgebietes in jener Zeit, gefolgt von einer starken Erosion und Schüttung nichtalpinen Materials aus NW ins Gebiet des nördlichen Molassebeckens. In unserer Gegend entsprechen die in der Grube Almenbüel im Bibertal abgebauten Mergel dieser älteren Juranagelfluh: sie enthalten um 70% Kalkschluff und sind auch aufgrund der Schwereminerallien eindeutig nichtalpiner, jurassischer Herkunft. Gesichert ist ihre Zugehörigkeit zur USM durch den Nachweis überlagernder, wenn auch etwas speziell ausgebildeter Sande und Quarzitgeröllagen der Oberen Meeresmolasse, die im Grubenprofil vor einigen Jahren zum Vorschein kamen (A. SCHREINER, 1965). In den älteren Juranagelfluhen von Tengen kommen nach A. SCHREINER bereits, wenn auch selten, Doggergerölle vor (Rogenstein), was zeigt, dass der entsprechende zuführende Fluss ein sehr tief eingeschnittenes Einzugsgebiet 20 bis 30 km im NW hatte.

Die Obere Meeresmolasse (OMM)

An der Wende Oligozän-Miozän (vergl. Tabelle II) überschwemmte das Meer von N nach E fortschreitend das Alpenvorland, wenn auch mit geringer Tiefe. Während der ganzen Zeit der nun folgenden Oberen Meeresmolasse lässt sich in diesem alpinen Vorlandmeer zwischen Jura und Alpen eine stete Strömung von W nach E nachweisen. Das Napfdelta im W und das Hörnlidelta im E waren die Hauptschuttfächer, deren Flüsse alpinen Schutt ins Meer führten, wo er, von der Strömung erfasst, weit nach E verfrachtet und sedimentiert wurde. Ganz besonders viel Sand steuerte der Napffächer bei: in einem Einzugsgebiet mit offensichtlich bedeutenden Komplexen an Quarzit, kristallinen Schiefern, Graniten und Porphyren liegend, produzierte er sehr viel mehr Geröll und vor allem Sand, als das in Kalken und Dolomiten der penninischen und ostalpinen Zone liegende Hörnlisystem (F. HOFMANN, 1959). Die Zufuhr an jurassischem Material aus NW war gering.

Der Kanton Schaffhausen und seine Nachbargebiete lagen im Bereich der Nordküste des Molassemeeres: seine Randbildungen sind ganz besonders aufschlussreich. Im Südteil des Molassebeckens erreichte die marine Molasse eine Mächtigkeit von 600

bis 800 m (St. Gallen-Rorschach), bei Bargen ist sie auf weniger als 10 m reduziert, ein Zeichen der im S starken, nach N abklingenden laufenden Absenkung des Molassetroges.

Die Glaukonitsandsteine und ihr Grobsandniveau

Die Transgression des Meeres lässt sich im dünnen Basiskonglomerat der OMM SW Rüdlingen sehr schön beobachten. Darüber folgt eine Serie von grünlichen, glaukonitführenden Sandsteinen (Rüdlingen-Flaach-Tössegg-Rorbas-Trüllikon-Alten-Andelfingen etc., vergl. Abb. 8). Diese Schichten stimmen mit den Berner Sandsteinen (Steinbrüche von Ostermundingen) und jenen von Überlingen am Bodensee (Heidenlöcher) völlig überein und bestehen aus Material der Napfschüttung und weiter westlich einmündender Flüsse, deren Sande durch die Meeresströmung in grossen Mengen nach E weit über den heutigen Bodensee hinaus verfrachtet wurden. Auch die erheblich feinkörnigeren Plattensandsteine der entsprechenden Zone von Luzern und St. Gallen-Rorschach bestehen vorwiegend aus solchen strömungsverschwemmten Sanden aus dem W. Möglicherweise ist eine im Nordteil des Molassemeeres stärkere Strömung schuld daran, dass die genannten südlicheren Plattensandsteine feinsandiger sind, als die Berner- und Überlingersandsteine.

Innerhalb dieser glaukonitischen Sandsteinzone liegt weit verbreitet ein Muschelsandsteinhorizont, zu dem z. B. die Vorkommen von Othmarsingen, Lenzburg, Mägenwil und Würenlos gehören, im E die oberen Seelaffen der OMM von St. Gallen-Rorschach.

Interessant ist, dass im Nordteil des marinen Molassebeckens diese Muschelsandsteine mit ausgesprochenen Grobsandhorizonten verknüpft sind (U. Büchi und F. Hofmann, 1960), die sedimentpetrographisch nicht mit den erheblich feineren, aus W stammenden Glaukonitsandsteinen übereinstimmen, in die sie eingelagert sind, wohl aber in jeder Hinsicht mit den wesentlich jüngeren, nachweislich aus NE stammenden Graupensanden von Benken-Wildensbuch am Kohlfirst und von Griessen-Riedern am Sand (Badischer Klettgau). Sie entstammen mit grösster Wahrscheinlichkeit einem ausseralpinen Herkunftsgebiet (Böhmische Masse?). Innerhalb der «Burdigalien» treten in unserer Gegend solche Grobsandvorkommen im Rheindurchbruch zwischen Rüdlingen und Tössegg auf (Koord. 685 020 / 269 920 rechtes Ufer,

und 685 020 / 268 365 linkes Ufer), ebenso in den Steinbrüchen von Zweidlen. Mehrere Vorkommen liegen in der Umgebung von Baden. Im E unseres Gebietes entspricht der Grobsandzug, der sich vom Friedinger Schlossberg NE Singen bis in die Gegend von Messkirch-Pfullendorf erstreckt, in jeder Hinsicht den genannten Vorkommen.

Dieser Grobsand des Friedinger Schlossberges wurde von den deutschen Autoren (H. A. Haus, 1951; E. Rutte, 1952; L. Erb, H. A. Haus und E. Rutte, 1961), wenn auch mit grosser Unsicherheit, mit dem «Baltringerhorizont» (Bodmansande) des nördlichen Bodenseegebietes parallelisiert, wobei jedoch eine direkte Korrelation fehlt. Der Nachweis des Grobsandzuges im Glaukonitsandsteinkomplex der Nordostschweiz spricht für eine ältere Einstufung, denn die Analogie ist unverkennbar. Bemerkenswert ist nämlich auch, dass die Grobsande innerhalb der Glaukonitsandsteinzone — in der Nordostschweiz wie im Falle Friedinger Schlossberg — kaum von Quarzitgeröllnagelfluhen der Napfschüttung begleitet sind, was aber beim Baltringerhorizont sehr ausgeprägt der Fall ist.

Die Nordküste des Molassemeeres und die Stellung der Randengrobkalke

Aufschlussreich ist eine Betrachtung der Verhältnisse am äussersten Nordrand des Molassebeckens, besonders in der Gegend von Bargen, Wiechs und Tengen (Abb. 3). Die bekannten, aus marinem Schnecken- und Muschelschill aufgebauten Randengrobkalke (Citharellenkalke, Sandkalke) und ihre Äquivalente im westlichen Jura enthalten immer einen deutlichen bis hohen Grobsandgehalt, dessen Beschaffenheit völlig den übrigen Graupensanden, insbesondere auch jenen der Grobsandvorkommen innerhalb der Zone der Glaukonitsandsteine entspricht. Gerölle der Napfschüttung fehlen. Die Äquivalente der Grobkalke innerhalb des Molassebeckens sind die mit den Grobsanden nachweislich gleichaltrigen Muschelsandsteine im Aargau und die obere Seelaffe der Ostschweiz. H. A. Haus identifizierte ausserdem den Friedinger Grobsandzug, der ebenfalls mit Muschelsandsteinvorkommen verknüpft ist, schon 1951 mit den Randengrobkalken.

Die epidotreichen, mittel- bis feinkörnigen Glaukonitsandsteine sind das Ergebnis eines Strömungstransportes aus dem westlichen schweizerischen Molassebecken nach E. Die darin und

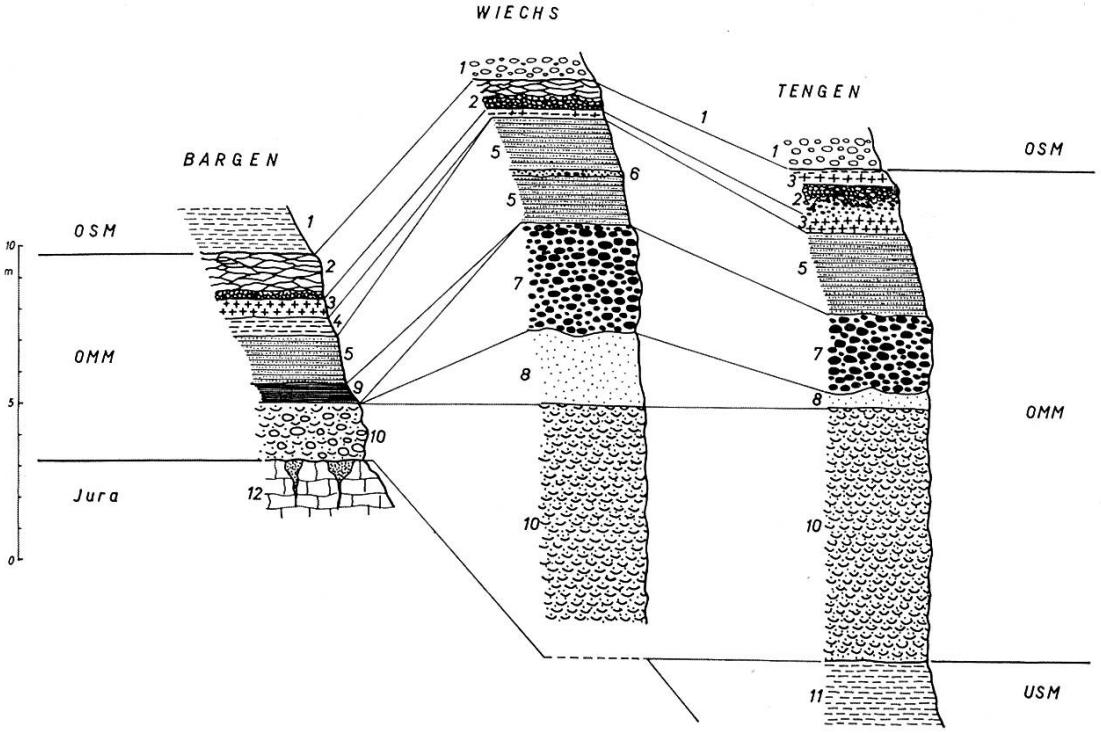

Abb. 3:

Profile durch die nördlichen Randbildungen der Oberen Meeresmolasse von Bargen bis Tengen.

1) Hegaumergel und Juranagelfluh.
2) Albsteinhorizont: pisolithische bis massige Krustenkalke.
3) Rote Helicidenmergel mit vulkanischem Aschenmaterial, in Tengen (sekundär verschwemmt?) auch über dem Albstein.
4) Ockergelbe Mergel.
5) Siltsteinzone (Deckschichten). Feinsandig, kalkig, mit mergeligen Lagen.
6) Grobsand (Graupensand) mit Geröllen der Napfschüttung.
7) Austernnagelfluh (Quarzitnagelfluh) der Napfschüttung, mit Austern. Grobsandführend. Baltringerhorizont.
8) Mittelkörnige Sande der Napfschüttung.
9) Marine Schifermergel.
10) Randengrobkalk, Grobsand enthaltend (Citharellenkalk, Sandkalk). Bei Bargen mit Juranagelfluhgeröllen.
11) Mergel der älteren Juranagelfluh (Tengen).
12) Massenkalk mit Huppererdetaschen.

in den Grobkalken eingelagerten epidotfreien Grobsande hingegen stammen aus ENE, d. h. aus genau entgegengesetzter Richtung. Dies kann nur durch Kippbewegungen im Alpenvorland in Richtung seiner Längsachse erklärt werden. Es zeigt sich auch, dass die Grobsandzufuhr aus ENE ein altes Element in der Sedimentationsgeschichte der OMM ist und immer wieder auftrat. Die sie auslösenden Kippungen des Beckens nach W ergaben jeweils

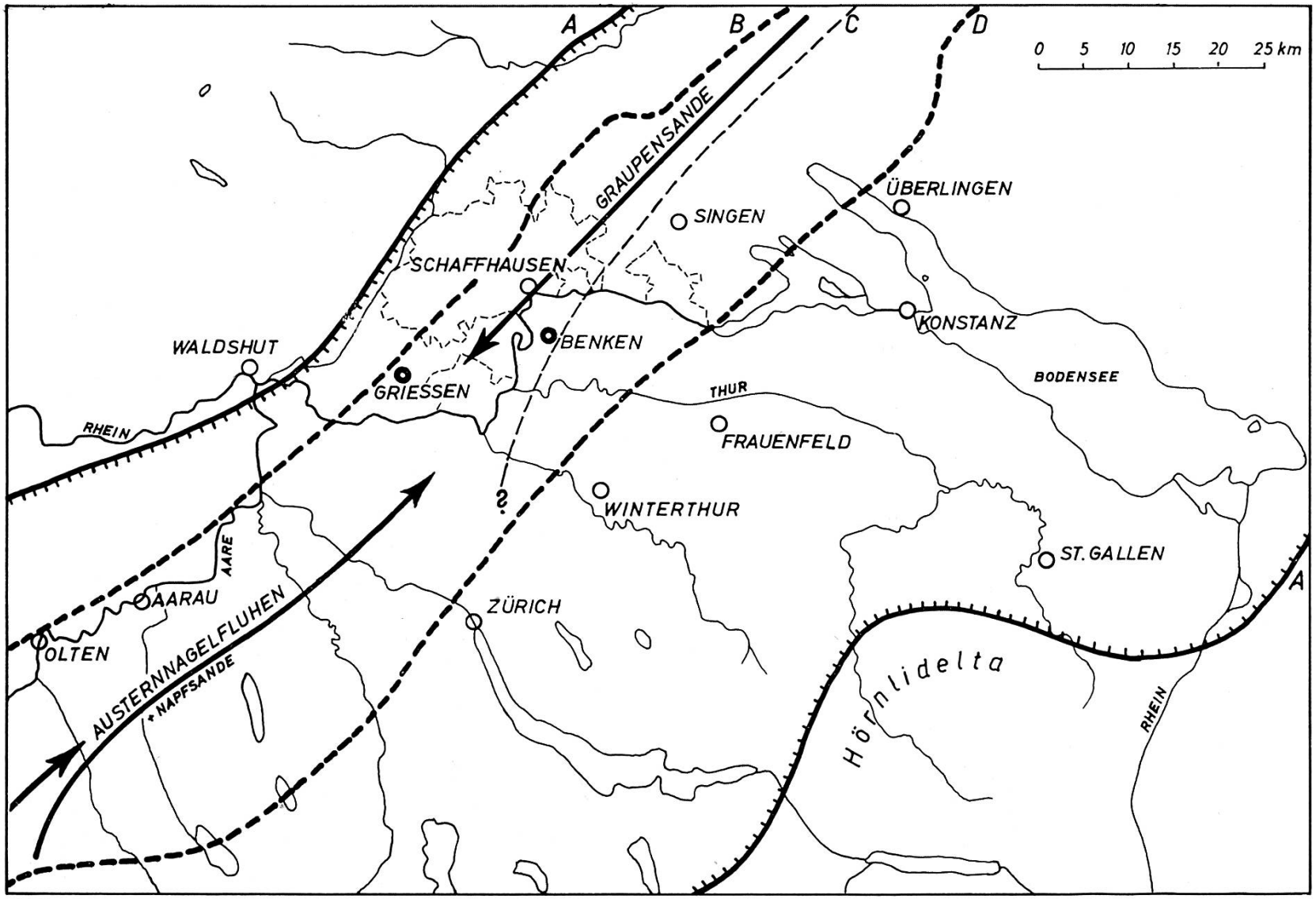

Abb. 4:
Paläogeographische Skizze zur Situation der Oberen Marinen Molasse der NE-Schweiz.
A Nord- bzw. Südküste des Molassemeeres zur Zeit der Glaukonitsandsteine und Randengrobkalke.
B Nordrand der Graupensandrinne nach ihrer Ausräumung
C Südrand der Graupensandrinne zur Zeit der Ablagerung der Grobsande von Benken-Wildensbuch-Griessen.
D Südrand der erweiterten Rinne zur Zeit der Kirchbergerschichten.

kurzfristig das nötige Gefälle; sie dürften auch an der massenhaften Anschwemmung von Muschel- und Schneckenschill an der Nordküste und im Becken selbst nicht unbeteiligt gewesen sein.

Über dem Grobkalkniveau von Bargen liegt ein mariner Schiefermergelhorizont, der aber in den etwas mehr beckeneinwärts gelegenen Vorkommen von Wiechs und Tengen durch eine starke Schüttung von Sand und Geröll der Napfschüttung ausgeräumt ist. Diese Nagelfluhhorizonte (Abb. 3) sind typische Austern- oder Quarzitnagelfluhen, die mit jenen aus der Zeit der jungen Graupensande und der Kirchbergerschichten geröllmässig übereinstimmen, aber erheblich älter sind. Sie besitzen nun alle Voraussetzungen, um mit dem Baltringerhorizont des deutschen Bodenseegebietes parallelisiert zu werden: Sie enthalten nicht nur die gleichen Gerölle der Napfschüttung aus W, wie der Baltringerhorizont, sondern auch einen deutlichen Grobsandanteil aus E. Besonders interessant ist in diesem Zusammenhang der Schiefermergelhorizont von Bargen, der einer ruhigen Sedimentationsphase im Molassemeer entspricht und zwangslos sowohl mit den Sandschiefern unter dem Baltringerhorizont (Bodmansande) am nördlichen Bodensee wie auch mit den Schiefermergeln im Helvétien von St. Gallen-Rorschach und weiter westlich gelegener Gebiete verglichen werden kann. In der Ostschweiz wurde der Baltringerhorizont mit der Dreilindennagelfluh über den Schiefermergeln identifiziert (U. Büchi und F. Hofmann, 1960), was durch die vorliegenden Befunde nur erhärtet werden kann.

Die Siltsteinzone über den Austernnagelfluhen von Wiechs und Tengen lässt sich sehr schön mit den feinsandigen Deckschichten am Überlingersee vergleichen. Bei Wiechs enthalten diese Schichten interessanterweise ein weiteres, dünnes Grobsandniveau mit Napfgeröllen.

Das Vorkommen von Geröllen der Napfschüttung und von Grobsand aus ENE setzt für die Zeit des Baltringerhorizontes bzw. der Austernnagelfluhen von Wiechs und Tengen raschaufeinanderfolgende Kippbewegungen des Molassebeckens in axialer Richtung voraus. Dadurch verursachte, sturzflutartige marine Strömungsvorstösse waren die Voraussetzungen dafür, Geröll aus der westlichen Schweiz soweit nach E zu transportieren. Eine ähnliche Situation ergab sich wieder zur Zeit der jungen Graupensande von Benken-Wildensbuch und Griessen.

Die Grobkalke am Randen und im westlichen Jura (z. B. Tennikerfluh BL) werden als Helvétien angesprochen, während Muschelsandstein und Grobsandvorkommen der Glaukonitsandsteinzone in der Schweiz ins Burdigalien gestellt wurden. Schon frühere Überlegungen hatten gezeigt, dass vermutlich das höhere «Burdigalien» (inkl. Muschelsandstein-Grobsandniveau) tieferen Teilen des Helvétien im süddeutschen Molassebecken entspricht (U. Büchi, G. Wiener und F. Hofmann, 1965; U. Büchi und F. Hofmann, 1960). Die in der vorliegenden Arbeit dargelegten neuen Befunde stützen diese Auffassung und lösen manche Korrelationsschwierigkeit.

Albsteinniveau und vulkanische Tuffe

Die höchsten Schichten der OMM im nördlichen Randengebiet werden durch das sogenannte Albsteinniveau repräsentiert (Abb. 3). Es handelt sich dabei um einen typischen, rötlichen Krustenkalk, der grosse Verwandtschaft mit jenen unter der Molassebasis (Almenbüel) aufweist und gleichartig, nämlich aus Exsudationskalk in trockenwarmem Klima auf einer Festlandoberfläche entstanden sein muss. Teilweise ist er ausgesprochen pisolithisch, aus konzentrisch-schalig gewachsenen Kalkknollen bestehend, die in rotem Mergel eingelagert sind, ein Pendant zu den ähnlich konzentrisch-schalig gewachsenen, aber aus Eisenerz bestehenden Bohnerzknollen. Teilweise ist der Albstein ausgesprochen massig, dicht wie Jurakalk, oft schön rosafarben. Dieses Albsteinniveau ist im Gebiet von Oberbargen-Bargen-Wiechs-Tengen an vielen Stellen nachzuweisen. Es ist auch vom nördlichen Bodensee bekannt und zeigt auf jeden Fall eine allgemeine Heraushebung des ehemaligen Meeresbodens und dessen langfristige Exposition ohne Zufuhr von Überschwemmungsmaterial der Molasse an (H. Kiderlen, 1931; E. Rutte, 1955).

Unmittelbar unter diesem Albsteinniveau liegt ein roter, nicht selten Landschnecken führender Mergel (Helicidenmergel), der vor allem in der Gegend von Bargen-Oberbargen an zahlreichen Stellen, aber auch in den Vorkommen der Steinbrüche von Tengen, auf dem Buchberg SW Merishausen, nur selten hingegen bei Wiechs, vulkanische Aschen enthält, die auch auf der Küssaburg und im aargauischen und vor allem baslerischen Tafeljura nachgewiesen werden konnten (F. Hofmann, 1958, 1961).

Diese Tuffe müssen aufgrund ihres Auftretens in den Helicidenmergeln, innerhalb der Serien der OMM und unter dem Albstein, ins Helvétien gestellt werden und sind damit erheblich älter als alle bisher aus dem Hegau bekannten vulkanischen Erscheinungen. Diese ältesten Tuffhorizonte führen im nördlichen Randengebiet sehr schöne, sandkorngrosse Kristalle von Sanidin, Magnetit, Melanit (Kalk-Eisen-Titan-Granat), Apatit und Titanit und selten Diopsid nebst Biotiten bis 5 mm Durchmesser. Die Herkunft dieser Aschen ist nicht genau bekannt. Es ist möglich, aber nicht gesichert, dass sie ersten Eruptionen im Hegaugebiet entstammen, doch könnten sie auch von weiter her windverblasen worden sein.

Im Albstein, teilweise auch in den tuffitischen roten Helicidenmergeln, findet man im nördlichen Randengebiet, aber auch anderswo, häufig wurmartige, kalzitische Wucherungen, die als *Microcodium elegans* bezeichnet und als Kalkalgen aufgefasst werden (F. SCHALCH, 1916; E. RUTTE, 1954; L. HAUBER, 1960). Sie scheinen in mergeligen Krustenkalkmilieux besonders bevorzugt aufzutreten, doch erscheint ihre organische Natur nicht über jeden Zweifel erhaben.

Die Graupensandrinne und
die Grimmelfinger- und Kirchbergerschichten

Mit der weitgehenden Verlandung des Molassemeeres in der Nordostschweiz und im angrenzenden süddeutschen Alpenvorland ist die marine Zeit der Molasse noch nicht abgeschlossen. Zwischen die Periode der Heraushebung des ehemaligen Meeresbodens und den Beginn der Oberen Süsswassermolasse schiebt sich ein besonders interessantes Phänomen, die Entstehung der Graupensandrinne und ihrer Sedimente (H. KIDERLEN, 1931; A. SCHREINER, 1961, 1965; F. HOFMANN, 1960).

Die Verlandung des Meeres im E deutet wiederum auf eine axiale Kippbewegung des Alpenvorlandes. Die Neigung nach W bewirkte eine letzte, starke Grobsandzufuhr aus ENE in Richtung auf die Nordschweiz, und zwar in Form eines Flusses, der bis über Ulm hinaus nach ENE verfolgt werden kann. In der Gegend von Schaffhausen mündete er ins Molassemeer. Wahrscheinlich war das östliche schweizerische Molassemeer auch in der Gegend von St. Gallen damals schon verschwunden, mindestens aber am Zurückweichen. Genaue Klarheit besteht darüber nicht.

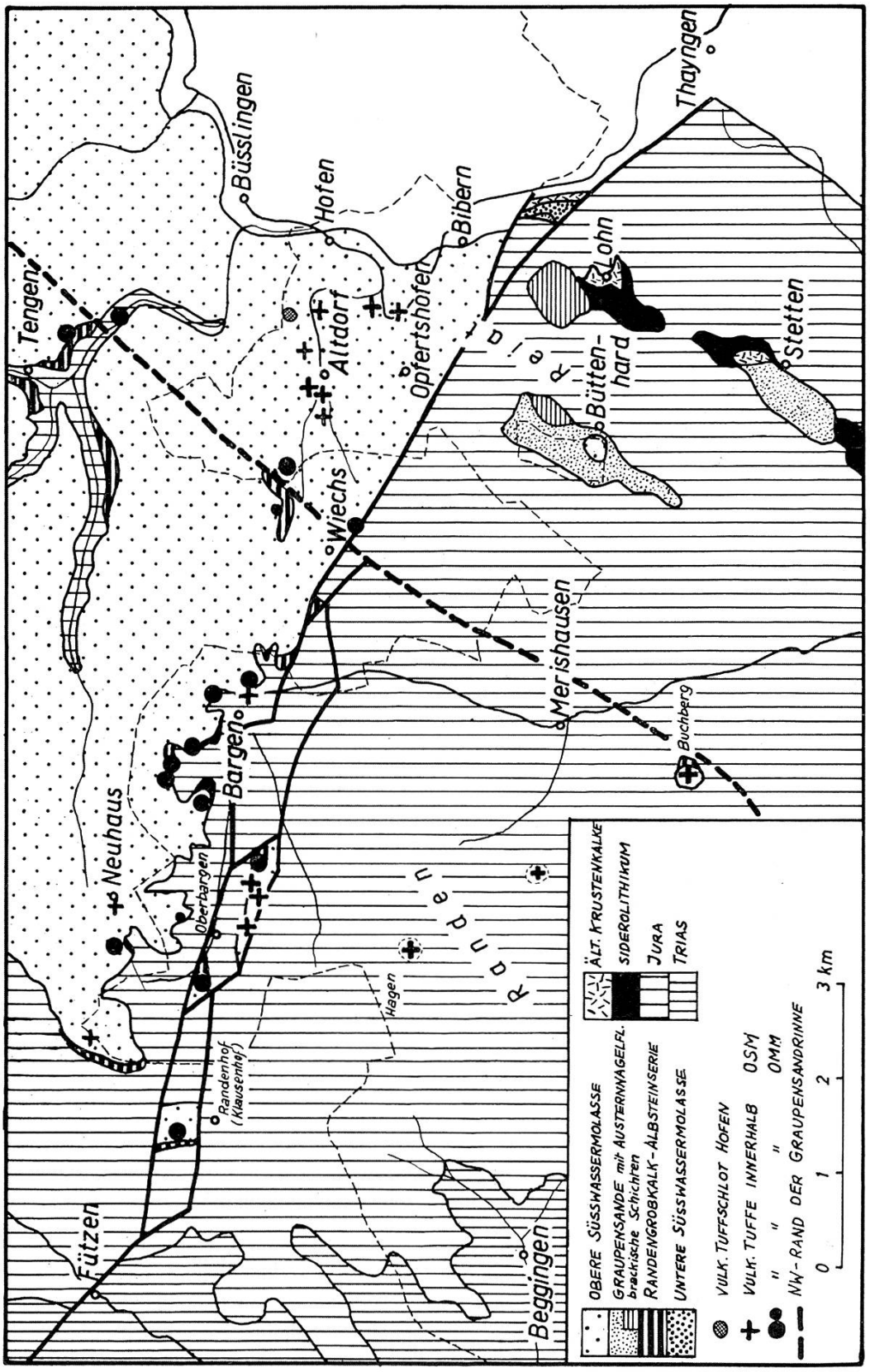

Abb. 5: Geologische Übersichtsskizze des Reiat.

Der genannte Graupensandfluss schnitt in den herausgehobenen ehemaligen Meeresboden eine ausgesprochene Rinne ein (Abb. 4). Das abrupte Abbrechen der Randengrobkalkschicht gegen SE (Abb. 5) ist auf Erosion, nicht auf Verwerfungen zurückzuführen. Die Erosion ging am Nordrand der Rinne bis auf den Malm. Das Übergangsgebiet Glaukonitsandsteine-Grobkalke wurde völlig ausgeräumt. An der Südflanke ging mit der nach S zunehmenden Molassemächtigkeit die Erosion weniger tief, in unserer Gegend aber immer noch bis in den Glaukonitsandstein der tieferen marinen Molasse hinunter. Diese Erosionsverhältnisse gehen auch aus Abb. 6 hervor.

Nach Ausräumung der Rinne wurden in ihr und besonders auch in ihrem Trichtermündungsgebiet zunächst die aus ENE zugeführten, quarzreichen, kalkarmen, in reinrassiger Form epidotfreien, Andalusit und Topas als besonders interessante Schwereminералien führenden Graupensande (Grobsande) abgelagert, die als Grimmelfingerschichten bezeichnet werden. In diesen technisch interessanten Sanden sind am Kohlfirst (Benken-Wildensbuch) und W Riedern am Sand (Griessen) Gruben angelegt. In Benken besteht heute ein moderner Betrieb, der gewaschene, klassierte, grubenfeuchte und getrocknete Quarzsande an verschiedene Industrien, insbesondere auch an Giessereien liefert.

Das bekannte Vorkommen von Haifischzähnen in den Gruben am Kohlfirst zeigt den marinen Einschlag und deutet die Mündungszone an: in Richtung auf ENE werden die Graupensande zusehends zu reinen Flussbettsanden, und der marine Charakter verliert sich.

Die besonders in den Gruben von Benken, Wildensbuch und Riedern mit dem Graupensand wechsellagernden Austernnagelfluhen (Quarzitnagelfluhen) der Napfschüttung zeigen das Wechselspiel zwischen Grobsandzufuhr aus E und marinen Sturzfluten aus W und deuten — wie beim Baltringerhorizont — eine grosse Unruhe im Alpenvorland und starke Kippbewegungen an.

Die jungen Graupensande sind an den marinen Molasserelikten auf dem Reiat (Stetten, Büttenhardt) ebenfalls beteiligt. Die Feinsande, die nördlich von Lohn ausgebeutet werden, entsprechen sedimentpetrographisch den aus E stammenden Graupensanden, nicht aber den «Samtsanden» der jüngeren Kirchbergerschichten im Bodenseegebiet. Offenbar stellen sie ein feines Schlämmprodukt der ausklingenden östlichen Sandzufuhr dar.

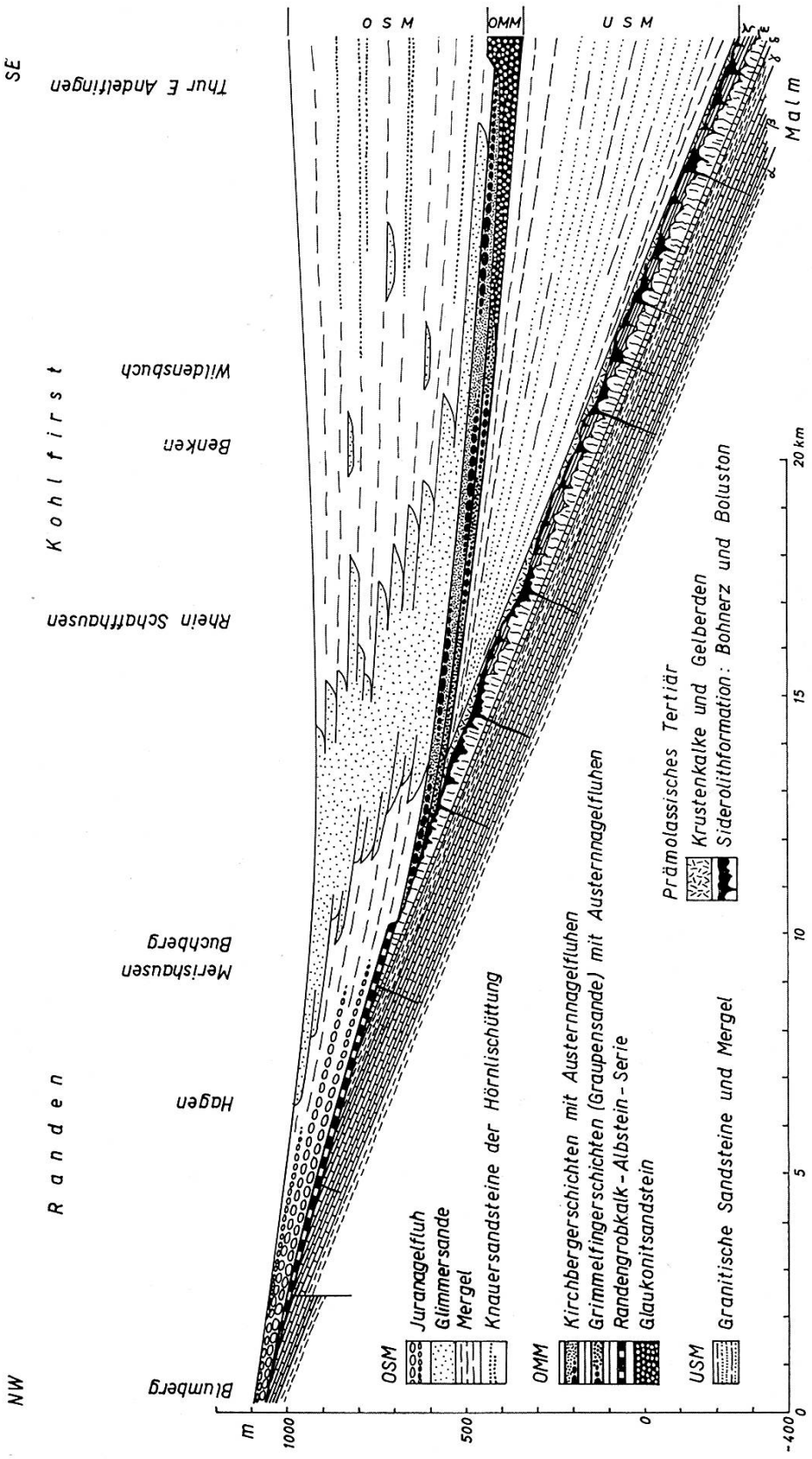

Abb. 6: Querprofil durch den Nordteil des Molassebeckens in der Gegend von Schaffhausen am Ende der Molassezeit.

Epidot fehlt ihnen, dafür sind sie besonders reich an Staurolith und Disthen. Ähnlich wie in Benken ist ihnen auch N Lohn eine dünne Austernnagelfluhschicht eingelagert. Auch die grauen Mergel der Gruben E Büttenhardt können sedimentpetrographisch mit den Feinsanden von Lohn und damit mit den Graupensanden im weiteren Sinne, d. h. mit den Grimmelfingerschichten, identifiziert werden. Sie stellen lokale Schlammabsätze zu Ende der Zeit der Graupensande dar. Man findet in ihnen kleine Verwandte von *Cardien (Limnopagetia)* und vor allem die Muschel *Congeria*, eine Verwandte der Wandermuschel *Dreissensia*, die auf brakkische Verhältnisse weisen (W. R. SCHLICKUM, 1964). Auch kleine Gipskriställchen kommen gelegentlich vor. Diese interessanten Reliktvorkommen auf dem Randen haben Seltenheitswert.

Auf die Sedimentation der Graupensande mit betonter Zufuhr aus E folgte eine erneute, deutliche Kippneigung nach E. Die Graupensandrinne erweiterte sich nach S, und massive marine Sturzfluten förderten grosse Mengen an mittel- bis feinkörnigen, epidotreichen Sanden der Napfschüttung und deren Gerölle in diese Rinne hinein weit nach ENE über den heutigen Bodensee hinaus. In Benken-Wildensbuch entsprechen dieser Zeit der Kirchbergerschichten die Sandhorizonte mit Austernnagelfluhen, die die Grobsande überlagern. In die gleiche Phase gehören auch die Austernnagelfluhen auf dem Rossberg, in der Gegend W Andelfingen, auf dem Höhenzug zwischen dem badischen Klettgau und dem Rhein, bei Rüdlingen-Eglisau und vermutlich auch jene des Altholz auf dem Randen (vergl. Abb. 8). Diese marine Rinne der Kirchbergerschichten war um die 20 km breit; erst in der westlichen Schweiz weiterte sie sich zum breiteren, dort noch erhaltenen Molassemeer. Vermutlich gehören auch die aargauischen Quarzitnagelfluhen zu den Kirchbergerschichten, doch ist der Anschluss nach W noch kaum erforscht. Nach E bestand kurzfristig nochmals eine Verbindung zu dem auch dort noch erhaltenen Molassemeer E des Lech (Oncophorameer, vergl. K. LEMCKE, W. v. ENGELHARDT und H. FÜCHTBAUER, 1953).

Der Name Austernnagelfluhen für die Napfgeröllhorizonte der OMM besteht zu Recht: besonders schöne Exemplare von Austern finden sich in den Gruben von Benken und Wildensbuch. Eine Besonderheit der Austernnagelfluhen (Quarzitnagelfluhen) ist ihr geringer, aber deutlicher Goldgehalt (F. HOFMANN, 1965), der ihre Abstammung vom Napfgebiet unterstreicht.

Die Austernnagelfluhen der Gruben von Benken, Wildensbuch und Griessen, wie auch andere Vorkommen, führen sehr schöne Gerölle, die an sich der Beachtung wert sind. Besonders typisch sind bis kopfgrosse Sandsteinquarzite, die die grosse Kraft der sie herführenden Sturzfluten belegen, dann mannigfache Varietäten roter Granite, Porphyre und Granitporphyre, nebst weissen und blauen Gangquarzen und Sedimenten. Die verwitterungsresistenten Quarzite verraten häufig die Relikte der Graupensande oder Kirchbergerschichten (Reiat, Emmersberg, Klosterfeld, Beringer Randen).

Es wurde gezeigt, dass Austernnagelfluhen (Quarzitnagelfluhen) in sehr verschiedenen Niveaux der OMM auftreten und demzufolge kein stratigraphischer, sondern ein Faziesbegriff sind.

Gelegentlich kommen Sande der OMM auch als Spaltenfüllungen tief im Malmkalk vor: Steinbruch Wippel NW Thayngen; Steinbruch Nord, E Hemmental; Ergoltingertal Koord. 682 700/281 300/565, Wegeinschnitt, mit Quarzitgeröllen.

Altersbeziehungen Albsteinbildung/Graupensandrinne

Im Verlaufe von Untersuchungen für die vorliegende Arbeit wurden innerhalb der Graupensandrinne mit roten Mergeln durchsetzte Krustenkalke aufgefunden (vergl. Abb. 5): Körbeltal S Tengen (Koord. 692 200 295 530/530 und bis 100 m S davon); 0,5 km N Blumenfeld, rechter Steilhang der Biber (Hinweis in A. Schreiner, 1965); E Wiechs (Koord. 690 450/292 885/598); Hanesbüel WNW Altdorf (unmittelbar vor Abschluss dieser Arbeit aufgefunden). Die drei erstgenannten Vorkommen liegen auf dem Boden der bis auf Malm bzw. Bohnerz ausgeräumten Rinne, jenes am Hanesbüel vermutlich über einem Rest älterer Juranagelfluh. Überraschenderweise zeigte die sedimentpetrographische Untersuchung dieses Vorkommen, dass es sich nicht um ältere Krustenkalke (Eozän-Altoligozän) handelt, wie zunächst vermutet, sondern um Äquivalente des Albsteinniveaus: die roten Begleitmergel führen die gleichen vulkanischen Mineralien (Magnetit, Titanit, Apatit, seltener Sanidin und Melanit), wie die unter dem Albsteinniveau beschriebenen Tuffe bei Bargen und Tengen.

Dies deutet darauf hin, dass die Graupensandrinne nach ihrer Ausräumung im Hegaugebiet an ihrem NW-Ufer lange Zeit trokken gelegen haben muss und dass auf dem ausgeräumten Boden

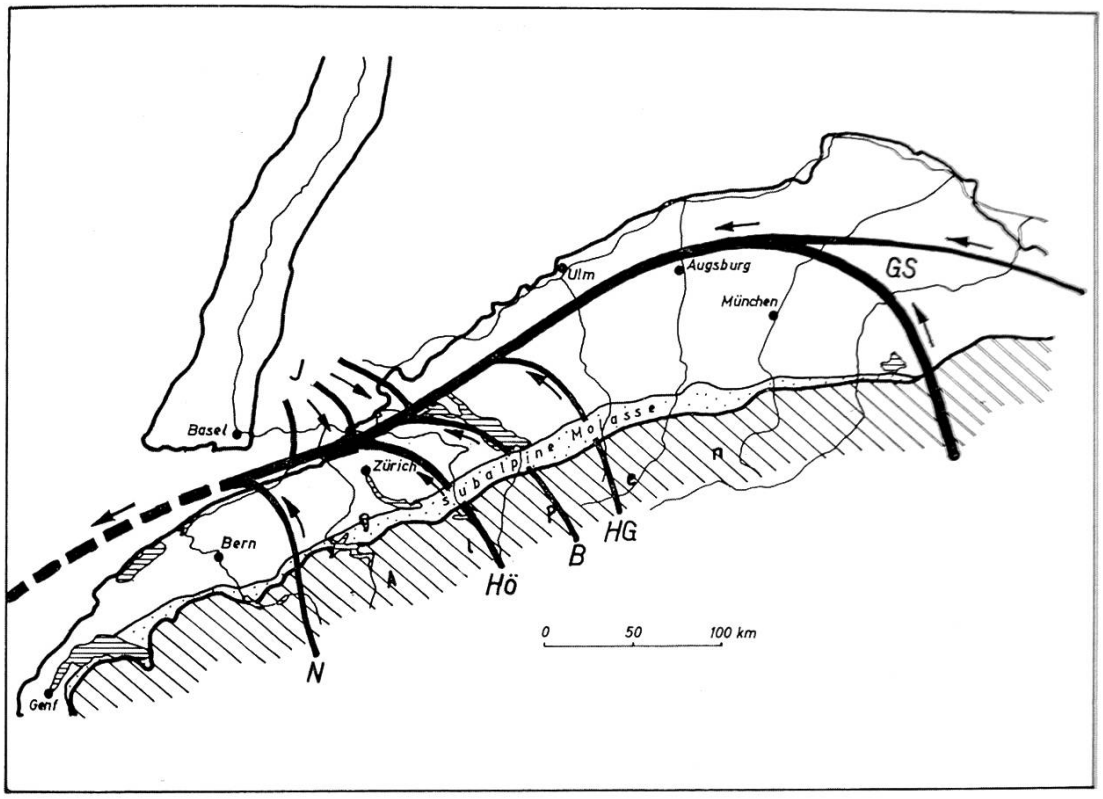

Abb. 7:
Skizze des Entwässerungssystems im Alpenvorland zur Zeit der Oberen Süsswassermolasse. J = Juranagelfluh; N = Napf-, Hö = Hörnli-, B = Bodensee-, HG = Hochgratschüttung; GS = Glimmersandstrom.

des Tales zur gleichen Zeit wie auf der Platte im N die Albsteinbildung ungestört von Sedimentation zugeführten Materials vor sich ging. Das Vorkommen gleichaltriger, identischer vulkanischer Tuffe am Boden der Rinne und N davon ausserhalb der Rinne verlangt eine jüngere Einstufung dieser Tuffe und des noch jüngeren begleitenden Albsteins: beide sind jünger als die Ausräumung der Rinne, und nicht älter, wie bisher angenommen, mindestens im Hegau-Randengebiet. Allein für die Erosion der Rinne wurde zweifellos längere Zeit benötigt, wobei über den ganzen Vorgang noch keine ausreichende Klarheit herrscht. Die nachfolgende Albsteinbildung war wiederum ein langfristiger Prozess, während dem vermutlich im südlicheren Teil der Rinne bereits Grobsand abgelagert wurde. Abb. 4 lässt auch einen toten Winkel in der Gegend Tengen-Hegau längs des NW-Randes der Rinne als Ursache für die Trockenlegung ihres Bodens vermuten.

Das Auftreten verschwemmter Brocken von allerdings nie rotem, sondern nur grauem oder beigefarbenem «Albstein» in den Austernnagelfluhen der Grimmelfinger- und Kirchberger-

schichten deutet dahin, dass in anderen Gebieten die Krustenkalkbildung auf dem trockengelegenen Meeresboden schon früher begonnen hatte oder dass es sich gar nicht um echten Albstein handelt, sondern vielleicht um ältere, allenfalls chattische Krustenkalke. Der überraschende Befund zum Problem Albstein-Graupensandrinne aus der Gegend von Tengen-Blumenfeld stellt jedenfalls einige neue, nicht vorausgesehene Probleme und zwingt zu Umdeutungen.

Die Obere Süsswassermolasse (OSM)

Nach der Zeit der Kirchbergerschichten wich das Meer im Albsteinvorland definitiv zurück und machte allgemein wieder ähnlichen Sedimentationsverhältnissen Platz, wie zur Zeit der USM. Auch während der ganzen OSM wurden vorwiegend fluviatile und fluvioterrestrische Sedimente abgelagert, in Form von Flussbettsanden und -kiesen und Überschwemmungssedimenten (besonders im Fall der Mergelfazies). Die Schichtmächtigkeit der OSM beträgt im S (Hörnli) an die 1500 m, im Hohenstoffel-Hohentwielgebiet noch um 300 m; in Richtung auf die Donau keilt diese jüngste Molassestufe aus. Die Senkung des Molassetrogs war wiederum im S beträchtlich und klang nach N aus.

Paläogeographie und Sedimentpetrographie

Die paläogeographische Situation der Zeit der OSM geht aus Abb. 7 hervor. Alpiner Schutt wurde sowohl aus den Alpen, in wesentlich geringerem Mass auch aus der Sedimentbedeckung des Schwarzwaldes (Juranagelfluh) ins Alpenvorland geführt. Die Hauptschuttfächer der alpinen Entwässerungssysteme waren jene des Napf- und Hörnlideltas, der Bodensee- und der Hochgratschüttung. Die Juranagelfluh im Hegau und ihre Zufuhrrinnen wurden in einer sehr eingehenden Arbeit von A. SCHREINER (1965) modern bearbeitet.

Diese radialen Flusssysteme aus S und N mündeten in das beckenaxiale Stromsystem der sogenannten Glimmersandrinne (Ost-West-Schüttung), die nach Untersuchungen im süddeutschen Alpenvorland (H. FÜCHTBAUER, 1954) aus den Ostalpen austrat (Ur-Salzach-System), mit einer zeitweiligen weiteren Zufuhr aus E. Mit einem Einzugsgebiet in kristallinen Schiefern lieferte dieses Stromsystem im E eine grosse Menge an Quarzitschottern (Gangquarze etc.), während die feineren Verschwemmungspro-

dukte, die hellgrauen, muskowitreichen Glimmersande (Steinbalmensande des Bodenseegebietes) bis in unsere Gegend nachgewiesen werden konnten (F. HOFMANN, 1955, 1960). Sie wurden in einem breiten Flusssystem in Form von Stromrinnensanden abgelagert, die offenbar weit verästelt waren und immer wieder breite Gebiete mit Sand überschwemmten. Dieses hochinteressante Stromsystem, das die grossen alpinen Schuttfächer unseres Gebietes von jenen der Juranagelfluh trennte, entwässerte sich während der ganzen Dauer der OSM von E nach W, ein Zeichen dafür, dass die Kippbewegungen des Alpenvorlandes ein dauerndes Gefälle nach W erzeugt hatten, das bis zum Ende der Molassezeit anhielt.

In unserer Gegend bauen diese weither transportierten Glimmersande fast den ganzen Schienerberg auf. Sehr schönen Einblick geben z. B. die häufigen Hohlwege bei Stein am Rhein (Schlucht) und Wiesholz. Auch am nördlichen Seerücken sind die Glimmersande stark vertreten, während sein Südabfall schon weitgehend im Deltabereich der Hörnlischüttung liegt, mit deren Ablagerungen sich die nach S auskeilenden Glimmersandstromrinnen verzahnen (vergl. Abb. 6). Fast ganz aus Glimmersand ist der Rodenberg E Diessenhofen aufgebaut. Nach W lassen sich diese Sande über den Kohlfirst, den Irchel und Hurbig bis über die Lägern hinaus in den Aargauer Jura verfolgen, wo sie sich wegen völliger Erosion im Kettenjura verlieren. Im nördlichen Kanton Zürich reichen die Spuren der Glimmersandüberschwemmungen oft weit nach S (Winterthur, Zürich, Reppischtal).

Die Glimmersande sind quarzreich, gut natürlich gewaschen, karbonatarm (im Mittel um 10% mit dominierendem Dolomit), muskowitreich und führen als Schwereminerallien überwiegend Granat. An Fossilien findet man, der fluviatilen Natur entsprechend, Flussmuscheln *(Unio)*, stellenweise massenhaft angereichert.

Ablagerungen der Juranagelfluh aus der Zeit der OSM findet man im Kanton Schaffhausen vor allem im Bibertal und in der Gegend von Altdorf. Sie bauen auch den grössten Teil der nichtvulkanischen Schichten des Hegau auf. Bedeutende Juranagelfluhkomplexe sind auch auf den Höhenzügen zwischen Rafzerfeld und badischem Klettgau erhalten (Kalter Wangen-Küssaburg). Die Geröllhorizonte dieser jüngeren Juranagelfluhen führen Gerölle bis hinunter zum Muschelkalk, in den höchsten Lagen auch

Buntsandstein (A. SCHREINER, 1965). Die Sandsteinhorizonte dieser Schüttungen sind typische Kalkarenite (z. B. Hofen), d. h. der grösste Teil der Sandkörner besteht aus Kalk und nicht aus Quarz. Auch die Mergel der Juranagelfluh sind meist kalkreich. Die Schliffenhalde am nördlichen Buchberg (Thayngen) bietet schöne Einblicke in diese «Hegaumergel»; sie enthalten hier eine Lage mit Knollen neugebildeter Gipskristalle und kleine, bis einige Millimeter grosse kugelige Aggregate von Coelestinkristallen, welche beiden Sulfate vermutlich auf Reaktion schwefelreicher Dampfaustritte (Solfataren) mit dem Kalk und Strontium der Mergel zurückzuführen ist (Fernwirkung des Hegauvulkanismus).

Die Schüttungen der Juranagelfluh füllten zunächst die Graupensandrinne auf, wobei die zuführenden Flüsse schluchtartige Rinnen in die Albsteinplatte gruben (A. SCHREINER, 1965). Erst die jüngeren Schüttungen deckten das Ganze ein.

Die Hörnlischüttung ist kalk- und dolomitreich, ihre Nagelfluhen (Seerücken, Schienerberg) enthalten vorherrschend Kalk- und Dolomitgerölle, und auch ihre Sande bestehen meist zu mehr als 50% aus Karbonatkörnern mit Dolomitvormacht.

Der Hegauvulkanismus

Eine besondere Erscheinung innerhalb der OSM des Bodenseegebietes ist der Hegauvulkanismus. Der älteste, im weiteren Hegaugebiet nachweisbare Vulkanausbruch ist jener, der den pisolithischen Pyroxentuff von Ober Salen am südlichen Schienerberg förderte, gefolgt von einem solchen aus dem Schlot von Wangen in der gleichen Gegend, dessen Tuffe auch auf dem gegenüberliegenden Teil des Seerückens aufgefunden wurden (F. HOFMANN, 1959). Die berühmten Öhninger Süsswasserkalke entstanden als rein lokale Bildung in einem Maarsee, zeitlich zwischen den beiden obengenannten Eruptionen.

Im eigentlichen Hegau begannen die Vulkaneruptionen wenig später mit der massiven Förderung der Deckentuffe (Rosenegg, Hohentwiel, Mägdeberg), deren absolutes Alter zu rund 14 Millionen Jahren bestimmt werden konnte (H. J. LIPPOLT, W. GENTNER und W. WIMMENAUER, 1963). In die gleiche Phase gehört der Tuffschlot des Jungkernbühl bei Rielasingen, der mit höchster Wahrscheinlichkeit die Tuffe förderte, die auf dem Herrentisch auch auf Schaffhauser Gebiet vorkommen und deren Äquivalente

auch auf dem westlichen Seerücken nachzuweisen sind (F. Hofmann, 1954, 1956, 1959).

Nur wenig älter als die Deckentuffe des Hegau sind Zeugen eines sauren Beckenvulkanismus in der Ostschweiz und in Bayern, der nach Auswürfen von Blöcken der durchschlagenden Juraschichten (N St. Gallen) feine, reine Glastuffe und Bentonittone zerstäubte. Diese feinen, leichten Aschen wurden durch den Wind weithin verblasen und konnten auch im Hegau (Heilsberg N Gottmadingen, Riedheim) als wertvolle Zeitmarken nachgewiesen werden.

Alle diese vulkanischen Erscheinungen der Deckentuffzeit im Hegau fallen zeitlich mit der «Konglomeratstufe» der OSM zusammen, einer massiven Förderung von Geröllen der Hörnlischüttung bis zum Seerücken und Schienerberg hinaus als Zeichen für verstärkte Bewegungen, in erster Linie Hebungen, im alpinen Rückland. Der damit verbundene Druck auf das Vorland führte zu Spannungen und Rissen im Grundgebirge und öffnete die Ventile für die Eruptionen im Bodenseegebiet und im weiteren Alpenvorland. Der starken Geröllförderung im Hörnlisystem entspricht eine kurzfristige Kornvergröberung der Sande des Glimmersandstroms, die besonders am Schienerberg nachweisbar ist, unter anderm auch auf dem Herrentisch unmittelbar über den vulkanischen Tuffen, auf ca. 650 m Höhe. Diese Grobsande haben aber eine andere, ostalpine Herkunft, jene der OMM eine ausseralpine.

In der jüngeren OSM verlagerten sich die Eruptionen im Hegau eher gegen N. Nach den Deckentuffen wurden weitere, apatit- und magnetitreiche Tuffe gefördert, und die Phonolithintrusionen vor rund 9 Millionen Jahren waren der erste, relativ saure, natriumreiche Lavaaufstieg. Weitere Tufferuptionen folgten, oft mit viel Titanit, teilweise mit Sanidin und Melanit. Synchron mit dem Vulkanismus verlief die weitere Molassedimentation, die die vulkanischen Phänomene laufend eindeckte.

Besonders in der Gegend von Bibern-Hofen-Altdorf-Wiechs konnten in letzter Zeit zahlreiche neue Fundstellen verschiedenaltriger Tufflagen nachgewiesen werden, die in einer besonderen Arbeit näher beschrieben werden sollen. Auf Abb. 5 sind sie bereits enthalten. Der vulkanische Charakter der meist roten Mergellagen ist von blossem Auge nicht erkennbar.

Am Ende der Molassezeit, als die Landoberfläche das heutige Niveau von gut 800 m erreicht hatte (damals einige hundert Meter tiefer gelegen), brachen die Melilithite (Hegau-Basalte) durch, zunächst in Form von Tuffen (Lapillituffe, Brockentuffe), dann als Laven. Dies geschah im Pontien vor ungefähr 6 Millionen Jahren, im älteren Pliozän, und war offenbar eine Folge des verstärkten alpinen Schubes zu Beginn der pliozänen Faltungsphase in den Alpen, die die Decken endgültig zur heutigen Struktur zusammenschob.

Auswirkungen der letzten, basaltischen Phase des Hegauvulkanismus finden sich auch auf Schaffhauser Gebiet: es sind der Lapilli-Tuffschlot von Karolihof mit dem seltenen Tonmineral Saponit und die basaltische Spaltenfüllung an der Halde W Ramsen F. Hofmann, 1956; F. Hofmann und E. Jäger, 1959). Ein besonders interessantes, erst neu entdecktes Vorkommen ist der Tuffschlot zwischen Hofen und Altdorf (F. Hofmann, 1962), der ebenfalls in die pliozäne vulkanische Phase zu stellen ist.

Das Ende der Molassezeit

Die pliozäne Tektonik beendigte die Entwässerungsverhältnisse der OSM. Das Vorland wurde allgemein um mehrere hundert Meter gehoben und von Verwerfungen durchsetzt, und die südlichsten, mächtigsten Molassekomplexe wurden zur Schuppenstruktur der subalpinen Molasse zusammengeschoben. Anstelle der Molasse-Sedimentation trat ausgesprochene Erosion, besonders im jüngeren Pliozän, und die jetzige Landoberfläche arbeitete sich langsam heraus, nachgearbeitet im Pleistozän. Dabei wurden die Phonolith- und Basaltpfropfen des Hegaus als Härtlinge freigelegt und auch die in mehreren Phasen entstandene Randenverwerfung herausgearbeitet.

Kurzfristig, nur während der ersten pliozänen Bewegungsphasen und noch vor dem Zusammenschub der subalpinen Molasse und des Kettenjura, existierte ein Ur-Aare-Donau-System, dessen Spuren sich auf dem Eichberg N Blumberg, d. h. in heute rund 900 m Höhe, und noch weiter gegen E nachweisen lassen (O. Manz, 1935). Die Verbindung zum Aaresystem liess sich auch sedimentpetrographisch einwandfrei nachweisen. Diese Situation zeigt, dass unmittelbar nach dem Ende der Molassezeit im Alpenvorland wieder das allgemeine Gefälle nach E die Oberhand

gewonnen hatte, das im Prinzip auch heute noch besteht (Aare, Donau).

Die weitere Entwicklung der pliozänen Schubphase und in deren Folge die Jurafaltung und die Verwerfungstätigkeit im Bodenseegebiet lenkten die Aare bald um das Ostende des Kettenjura, zunächst ins System der Sundgauschotter (Entwässerung zuerst über die burgundische Pforte und die Bresse nach dem Mittelmeer, dann ins Rheinsystem) und schnitten das ehemals westalpine Einzugsgebiet der Donau ab. Erst in diese pliozäne Phase von Krustenbewegungen fällt auch die wesentlich tektonische Entstehung des Bodensees.

LITERATUR

BAUMBERGER, E. (1921): Die Eisen- und Manganerze der Schweiz. I. Die Bohnerzvorkommen im Juragebirge. Beitr. Geol. Karte Schweiz, geotechn. Serie, 13/1.

v. BRAUN, E. (1953): Geologische und sedimentpetrographische Untersuchungen im Hochrheingebiet zwischen Zurzach und Eglisau. Eclogae geol. Helv. 46,2.

BÜCHI, U. P. (1950): Zur Geologie und Paläogeographie der südlichen mittelländischen Molasse zwischen Toggenburg und Rheintal. Diss. Univ. Zürich. Kreuzlingen.

— (1956): Zur Geologie der Oberen Meeresmolasse von St. Gallen. Eclogae geol. Helv. 48,2.

— (1957): Zur Gliederung des Burdigalien im Kanton Aargau. Bull. Ver. Schweiz. Petrol.-Geol. u. -Ing. 23/65.

BÜCHI, U. P., und HOFMANN, F. (1945): Die Obere Marine Molasse zwischen Sitter-Urnäsch und dem Rheintal. Eclogae geol. Helv. 38,1.

— (1960): Die Sedimentationsverhältnisse zur Zeit der Muschelsandsteine und Grobkalke im Gebiet des Beckennordrandes der OMM zwischen Aarau und Schaffhausen. Bull. Ver. Schweiz. Petrol.-Geol. u. -Ing. 27/72.

BÜCHI, U. P., WIENER, G., und HOFMANN, F. (1965): Neue Erkenntnisse im Molassebecken auf Grund von Erdöltiefbohrungen in der Zentral- und Ostschweiz. Eclogae geol. Helv. 58/1.

CADISCH, J. (1959): Geologische Ergebnisse der Mineralquellenbohrung Eglisau II. Bull. Ver. Schweiz. Petrol.-Geol. u. -Ing. 26/70.

EICHLER, J. (1961): Mineralogische und Geologische Untersuchungen von Bohnerzen in Baden-Württemberg, besonders der Vorkommen bei Liptingen, Kreis Stockach. N. Jb. Mineral., Abh. 97/1.

v. ENGELHARDT, W., und WEISKIRCHNER, W. (1961): Einführungen zu den Exkursionen der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft zu den Vulkanschloten der Schwäbischen Alb und in den Hegau während der 39. Jahrestagung in Tübingen vom 11. bis 17. September. Exkursionsführer, Tübingen.

FISCHER, H. (1965): Geologie des Gebietes zwischen Blauen und Pfirter Jura. Beitr. geol. Karte Schweiz, N. F. 122.

EPPRECHT, W. (1963): Die Bohnerzfunde in den Tiefbohrungen von Limberg (Küsnacht, Kt. Zürich) und Eglisau II. Schweiz. Min.-Petr. Mitt. 43/1.

ERB, L. (1931): Erläuterungen zu Blatt Hilzingen. Geol. Spez. Karte v. Baden, Nr. 146. Bad. Geol. L. A. u. Schweiz. Geol. Komm.

— (1934): Erläuterungen zu Blatt Überlingen, Nr. 148, und Reichenau, Nr. 161. Geol. Spez. Karte v. Baden. Bad. Geol. L. A.

ERB, L., HAUS, A. H., und RUTTE, E. (1961): Erläuterungen zu Blatt Stockach, Nr. 8120. Geol. Karte v. Baden-Württemberg. Geol. L. A. Baden-Württemberg.

FÜCHTBAUER, H. (1954): Transport und Sedimentation in der westlichen Alpenvorlandsmolasse. Heidelb. Beitr. Mineral. u. Petr., 4.

— (1964): Sedimentpetrographische Untersuchungen in der älteren Molasse nördlich der Alpen. Eclogae geol. Helv. 57/1.

GÜLLER, A. (1959): Siderolithische Quarzsande an der Lägern. Eclogae geol. Helv. 52/2.

HAUBER, L. (1960): Geologie des Tafel- und Faltenjura zwischen Reigoldswil und Eptingen (Kanton Baselland). Beitr. Geol. Karte Schweiz, N. F. 112.

— (1960): Über das Tertiär im nordschweizerischen Tafeljura. Eclogae geol. Helv. 53/2.

HAUS, H. A. (1950): Zur paläogeographischen Entwicklung des Molassetroges im Bodenseegebiet während des mittleren Miozäns. Mitt. Bad. Geol. L. A.

— (1952): Das Molassebecken im südwestdeutschen Raum. Bull. Ver. Schweiz. Petrol.-Geol. u. -Ing. 19/57.

HOFMANN, F. (1955): Neue geologische Untersuchungen in der Molasse der Nordostschweiz. Eclogae geol. Helv. 48/1.

— (1956): Die vulkanischen Erscheinungen auf schweizerischem Gebiet in der Gegend von Ramsen (Kanton Schaffhausen). Eclogae geol. Helv. 49/1.

— (1956): Sedimentpetrographische und tonmineralogische Untersuchungen an Bentoniten der Schweiz und Südwestdeutschlands. Eclogae geol. Helv. 49/1.

— (1958): Vulkanische Tuffhorizonte in der Oberen Süsswassermolasse des Randen und Reiat, Kanton Schaffhausen. Eclogae geol. Helv. 51/2.

— (1959): Zusammenhänge zwischen Entstehungsbedingungen und Beschaffenheit toniger Sedimente mit gleichtartigem Ausgangsmaterial an einem Beispiel aus dem Tertiär des Kantons Schaffhausen (Schweiz). Eclogae geol. Helv. 51/3.

— (1959): Vulkanische Tuffhorizonte der Schienerbergeruptionen auf dem thurgauischen Seerücken. Eclogae geol. Helv. 52/2.

— (1960): Sedimente einer ariden Klimaperiode zwischen Siderolithikum und Molasse in Lohn, Kanton Schaffhausen, und am Rheinfall. Eclogae geol. Helv. 53/1.

— (1960): Beiträge zur Kenntnis der Glimmersandsedimentation in der Oberen Süsswassermolasse der Nord- und Nordostschweiz. Eclogae geol. Helv. 53/1.

— (1960): Materialherkunft, Transport und Sedimentation im schweizerischen Molassebecken. Jahrb. st. gall. naturw. Ges. 76.

— (1960): Das moderne geologische Bild des Hegauvulkanismus. Hegau 2/10.

— (1961): Vulkanische Aschen in den Helicitenmergeln des baslerischen, aargauischen und badischen Tafeljura. Eclogae geol. Helv. 54/1.

— (1962): Ein jungtertiärer Tuffschlot bei Hofen (Kanton Schaffhausen). Mitt. Naturf. Ges. Schaffhausen, XXVII.

— (1965): Bericht über die Exkursion der Schweiz. Mineralogischen und Petrographischen Gesellschaft in den Hegau, 12./13. Oktober 1964. Schweiz. Min.-Petr. Mitt. 45/1.

— (1965): Untersuchungen über den Goldgehalt der Oberen Marinen Molasse und des Stubensandsteins in der Gegend von Schaffhausen. Schweiz. Min.-Petr. Mitt. 45/1.

— (1965): Die stratigraphische Bedeutung der Bentonite und Tufflagen im Molassebecken. Jber. u. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver., N. F. 47.

HOFMANN, F., und HANTKE, R. (1965): Erläuterungen zu Blatt 1032 Diessenhofen des Geologischen Atlas der Schweiz. Schweiz. Geol. Komm.

HOFMANN, F., und JÄGER, E. (1959): Saponit als Umwandlungsprodukt im basaltischen vulkanischen Tuff von Karolihof (Kanton Schaffhausen). Schweiz. Min.-Petr. Mitt. 39/1—2.

HOFMANN, F., und PETERS, TJ. (1962): Kaolinitische Mergel unter der Molassebasis im Rheinfallgebiet. Schweiz. Min.-Petr. Mitt. 42/2.

HÜBSCHER, H. (1962): Einführung in die Erdgeschichte unserer Schaffhauser Heimat. Neujahrsbl. Naturf. Ges. Schaffhausen, 14.

KIDERLEN, H. (1931): Beiträge zur Stratigraphie und Paläogeographie des süddeutschen Tertiärs. N. Jb. Mineral. etc., B. B., 66 B.

KÜNDIG, E., und DE QUERVAIN, F. (1953): Fundstellen mineralischer Rohstoffe in der Schweiz. 2. Ausg., Bern.

LEMCKE, K., v. ENGELHARDT, W., und FÜCHTBAUER, H. (1953): Geologische und sedimentpetrographische Untersuchungen im Westteil der ungefalteten Molasse des süddeutschen Alpenvorlandes. Beih. Geol. Jb. 11.

LINIGER, H. (1925): Geologie des Delsbergerbeckens und der Umgebung von Movelier. Beitr. Geol. Karte Schweiz, N. F. 55.

LINIGER, H., und HOFMANN, F. (1965): Das Alter der Sundgauschotter westlich Basel. Eclogae geol. Helv. 58/1.

LIPPOLT, H. J., GENTNER, W., und WIMMENAUER, W. (1963): Altersbestimmungen nach der Kalium-Argonmethode an tertiären Eruptivgesteinen Südwestdeutschlands. Jh. geol. L. A. Baden-Württemberg, 6.

MANZ, O. (1935): Die Ur-Aare als Oberlauf und Gestalterin der pliozänen oberen Donau. Hohenzollerische Jh. 1—2.

v. MOOS, A. (1936): Zur Petrographie der Quarzsande und mageren Huppererden der Bohnerzformation im schweizerischen Juragebirge. Schweiz. Min.-Petr. Mitt. 16.

RUTSCH, R. F. (1957): Das Typusprofil des Helvétien. Eclogae geol. Helv. 51/1.
— (1962): Zur Paläogeographie der subalpinen Unteren Meeresmolasse (Rupélien) der Schweiz. Bull. Ver. Schweiz. Petrol.-Geol. u. -Ing. 28/75.

RUTTE, E. (1952): Grobsand und Muschelsandstein in der miozänen Meeresmolasse des nordwestlichen Bodenseegebietes. N. Jb., Geol. u. Pal., Mh.
— (1954): Süsswasserkalke und Kalkalgenbildungen in der chattischen Unteren Süsswassermolasse von Hoppetenzell nördlich Stockach/Baden. Geol. Jb. 69.
— (1954): Zwei neue Vorkommen von Microcodium elegans (Chlorophyceae) im Tertiär Südwestdeutschlands. Paläont. Zeitschr. 28.
— (1955): Der Albstein in der miozänen Molasse Südwestdeutschlands. Z. deutsch. geol. Ges. 105.

SCHALCH, F. (1878): Über einige Tertiärbildungen auf dem Randen. N. Jb. Mineral.
— (1908): Erläuterungen zu Blatt Blumberg. Geol. Spez. Karte Grossherzogtum Baden, Nr. 133. Bad. Geol. L. A.
— (1916): Erläuterungen zu Blatt Wiechs-Schaffhausen. Geol. Spez. Karte Grossherzogtum Baden, Nr. 145. Bad. Geol. L. A.

SCHLICKUM, W. R. (1964): Die Molluskenfauna der Süssbrackwassermolasse Niederbayerns. Arch. Moll. 93/1—2.

SCHREINER, A. (1961): Graupensandrinne, Juranagelfluh und Deckentuff im Hegau. Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. Br. 51.

— (1965): Die Juranagelfluh im Hegau. Jh. Geol. L. A. Baden-Württemberg, 7.

STUMM, F. (1964): Das Tertiär des Basler Tafeljura, mit besonderer Berücksichtigung der miozänen Ablagerungen. Verh. Naturf. Ges. Basel, 75/2.

GEOLOGISCHE KARTEN

BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT (1954): Geologische Übersichtskarte der Süddeutschen Molasse.

ERB, L. (1931): Blatt 146: Hilzingen. Geol. Spez. K, Baden, 1 : 25 000. Bad. Geol. L. A. u. Schweiz. Geol. Komm.

— (1934): Blatt 148: Überlingen. Geol. Spez. K. Baden, 1 : 25 000. Bad. Geol. L. A.

ERB, L., HAUS, H. A., und RUTTE, E. (1961): Blatt 8120: Stockach. Geol. K. Baden-Württemberg, 1 : 25 000. Geol. L. A. Baden-Württ.

GEIGER, E. (1943): Blatt 56—59: Pfyn-Bussnang. Geol. Atlas Schweiz, 1 : 25 000, 16. Schweiz. Geol. Komm.

HEIM, ALB., und HÜBSCHER, J. (1931): Geologische Karte des Rheinfalls, 1 : 10 000. Mitt. Naturf. Ges. Schaffhausen, X.

HOFMANN, F. (im Druck): Blatt 1052: Andelfingen. Geol. Atlas Schweiz, 1 : 25 000. Schweiz. Geol. Komm.

HÜBSCHER, J. (1961): Blatt 1031: Diessenhofen. Geol. Atlas Schweiz, 1 : 25 000, 38. Schweiz. Geol. Komm.

SCHALCH, F. (1908): Blatt 133: Blumberg. Geol. Spez. K. Grossherzogtum Baden, 1 : 25 000. Bad. Geol. L. A.

— (1916): Blatt 145: Wiechs-Schaffhausen. Geol. Spez. K. Grossherzogtum Baden, 1 : 25 000. Bad. Geol. L. A. u. Schweiz. Geol. Komm.

— (1922): Blatt 157: Griessen. Geol. Spez. K. Baden, 1 : 25 000. Bad. Geol. L. A. u. Schweiz. Geol. Komm.

SCHALCH, F., und GÖHRINGER, K. (1921): Blatt 158: Jestetten-Schaffhausen. Geol. Spez. K. Baden, 1 : 25 000. Bad. Geol. L. A. u. Schweiz. Geol. Komm.

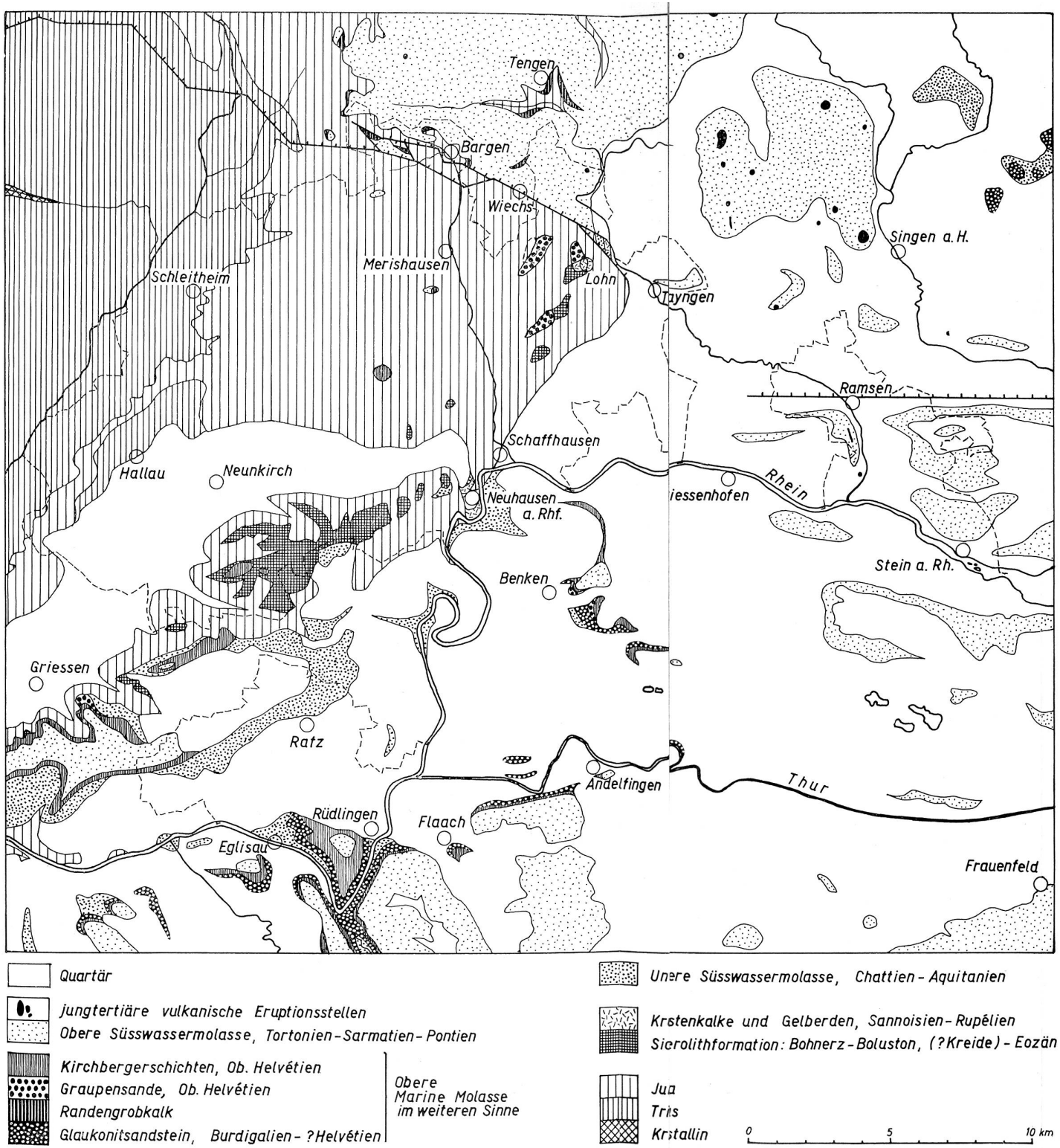

Abb. 8:
Geologische Übersichtsskizze der weiteren Umgebung von Schaffhausen.