

Zeitschrift: Bulletin der Vereinigung Schweiz. Petroleum-Geologen und -Ingenieure
Band: 42 (1975-1976)
Heft: 102

Artikel: Überblick über die geologische Entwicklungsgeschichte der Region Schaffhausen seit dem Ende der Jurazeit
Autor: Hofmann, Franz
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-200717>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. 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. [Siehe Rechtliche Hinweise.](#)

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. [Voir Informations légales.](#)

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. [See Legal notice.](#)

Download PDF: 06.10.2024

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

Überblick über die geologische Entwicklungsgeschichte der Region Schaffhausen seit dem Ende der Jurazeit¹⁾

mit 1 Tabelle und 12 Figuren

von FRANZ HOFMANN²⁾

Einleitung

Die Region Schaffhausen liegt in einem geologisch sehr abwechslungsreich gestalteten Grenzgebiet zwischen dem kristallinen Sockel des Schwarzwaldes, der Molasse des schweizerischen Mittellandes, dem Vulkangebiet des Hegaus und dem Bodenseeraum. Besonders wird die Landschaft geprägt durch den Hochrhein mit dem Rheinfall und durch den Randen, dem östlichen Ende des schweizerischen Tafeljura, der nach Nordosten längs der Randenverwerfung abrupt gegen den Hegau abbricht. Die eigentliche Gestaltung der Landschaft begann mit ihrer Heraushebung aus dem Meer am Ende der Juraperiode. Sie wurde wesentlich vorbestimmt durch die tektonischen Vorgänge im Pliozän und endgültig modelliert durch die Erosionsvorgänge im Pleistozän.

Kreide und Alttertiär (Siderolithikum)

Zu Ende der Jurazeit hob sich das Gebiet der Nordschweiz und Süddeutschlands und damit auch das Hochrheingebiet über den Meeresspiegel heraus. Die Küste wich nach Süden zurück, und auf dem herausgehobenen Gebiet herrschten während der gesamten Kreidezeit und bis ins Alttertiär, d. h. während rund hundert Millionen Jahren terrestrische Verhältnisse bei tropischem Klima und ohne nennenswerte Sedimentation. Auf der Festlandoberfläche entstanden bei kräftiger und chemisch aggressiver Auslaugungsverwitterung Roterdeböden, teilweise als Rückstandsbildungen der obersten Juraschichten, teilweise aus periodisch durch Flüsse zugeführtem Material. Die sich entwickelnden Rückstandssedimente sind aber nur geringmächtig und oft in Schratten und tiefen Spalten der verkarsteten Jurakalkoberfläche zusammengeschwemmt. Ursprünglich illitische Tone wurden durch Wegfuhr von Kieselsäure zu tonerdereicheren Kaoliniten, erhalten als Bolustone. Eisenhydroxyde wurden in Form von Bohnerzen wieder ausgeschieden. Bolustone werden heute noch bei Lohn und Beringen für keramische Zwecke abgebaut. Bohnerze wurden zwischen 1678 und 1770 und von 1802 bis 1850 vor allem auf dem Hügelzug des Südranden, südlich des Klettgau, in hunderten von Erzlöchern ausgebeutet und in Hochöfen am Rheinfall (Neuhausen) und bei Eberfingen (Wutachtal) verhüttet (E. Baumberger, 1921). Die Erzbohnen enthalten 40 bis 45% Fe. Auch Huppererden und Quarzsande kommen im Siderolithikum des Kantons Schaffhausen vor, allerdings sehr selten (Bargen, Siblinger Randen, vergl. F. Hofmann, 1967). Die Bildungen des Siderolithikums entstanden während der Kreidezeit und vor allem im Alttertiär.

1) Vortrag, gehalten an der Jahresversammlung der Vereinigung schweizerischer Petroleum-Geologen und -Ingenieure in Schaffhausen am 21. Juni 1975.

2) Dr. Franz Hofmann, Rosenbergstrasse 103, CH-8212 Neuhausen am Rheinfall.

Altoligozän

Über dem Siderolithikum liegt in der Region Schaffhausen eine kaum 4 m Mächtigkeit übersteigende Formation von Gelberden (Rheinfall, Neuhausen) und von Krustenkalken (Lohn, Bibertal), die auf einen Klimawechsel von feuchtwarm zu semiarid an der Wende vom Eozän zum Oligozän deuten. Die tropisch-humide Auslaugungsverwitterung wurde abgelöst durch Krustenkalkbildungen aus aufsteigenden Lösungen. Gleichzeitig wurden Bolustone des Siderolithikums verschwemmt und bildeten die Gelberden als kalkhaltige Kaolinitmergel (F. Hofmann und Tj. Peters, 1962). Lokal, so am Rheinfall, entstanden sogar Sandwälle aus offenbar windverblasenem oder durch Waddis zusammengeschwemmtem siderolithischem und jurassischem Material (gompholithartige Bildungen aus Jura-kalkgrus, siderolithischem Quarzsand und Bohnerz bei Laufen am Rheinfall). In den Krustenkalken des Reiat findet man als charakteristische Mineralien Ankerit, Pyrolusit und Lepidokrokit (vergl. F. Hofmann, 1974) nebst Manganknollen.

Die Gelberden der Gegend von Schaffhausen sind Äquivalente der entsprechenden, viel mächtigeren Bildungen im Delsberger Becken (H. Liniger, 1925). Sie sind ins Unteroligozän (Sannoisien) zu stellen. Zu jener Zeit entstanden die Kalisalzlager der oberrheinischen Tiefebene (Mülhausen), ein deutlicher Klimahinweis. Östlich des Bodensees reichte die Meeresküste bis an den Nordrand des heutigen Molassebeckens, in der Schweiz hingegen lag sie ungefähr unter dem heutigen Alpenrand.

Die Molassezeit

Zeit der Unteren Meeresmolasse und der Unteren Süßwassermolasse

Auch zur Zeit der Unteren Meeresmolasse (Ablagerung der Grisiger Mergel, Horwerplatten und Bausteinschichten, vergl. Tabelle I) war die Region von Schaffhausen Festland. Die nördliche Meeresküste des unter dem Einfluss des beginnenden Hauptzusammenschubs in den Alpen verlandenden Flysch-Restmeeres verlief ähnlich, wie zur Zeit des Lat-

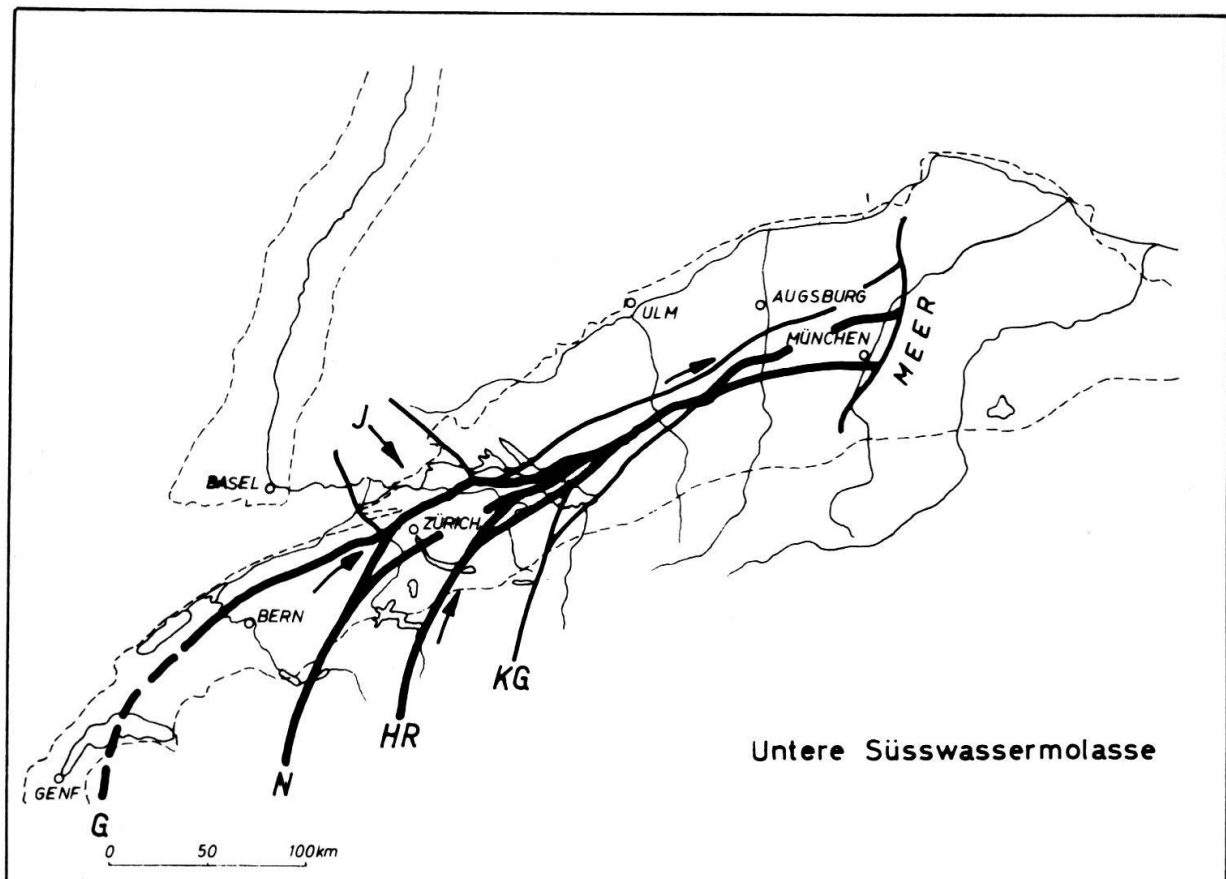
Tabelle I
Übersicht über die Tertiärbildungen der weiteren Umgebung von Schaffhausen

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

torfien, in der Schweiz etwas nach Norden verlagert unter der heutigen subalpinen Molasse. Erst östlich des Bodensees reichte das Meer weiter nach Norden.

Auch noch zur Zeit des alpinen Haupt-Deckenzusammenschubs in der Übergangsphase zum Chattien lag das Gebiet der Hochrheins und des nördlichen Bodensees noch ausserhalb des Sedimentationsbereichs der nun rein fluvioterrestrischen Unteren Süsswassermolasse (Zeit der grossen chattischen Schutfächer des Speers, der Rigi, der Bäuchlen, des Thunersees und des Mont Pélerin). Erst zur Zeit der granitischen Molasse griff die Molassesedimentation sukzessive nach Norden über, bis etwa an eine Linie Zurzach - Griessen - Osterfingen - Neuhausen - Thayngen - Singen. Im Hegau schütteten schon damals Flüsse der Juranagelfluschüttung von Nordwesten her malmkalkreiche Gerölle (A. Schreiner, 1965, 1970). Seltene Gerölle aus Rogenstein des Doggers deuten dabei auf ein 20 bis 30 km entferntes Einzugsgebiet in der ehemaligen Sedimentbedeckung des Süd-schwarzwaldes. In mergeliger Ausbildung findet man von Nordwesten her zugeführte Untere Süsswassermolasse an der Randenverwerfung im Bibertal (Mergelgrube der Cementfabrik Thayngen).

Zur Zeit der Granitischen Unteren Süsswassermolasse waren die alpinen Schutfächer des Napf und der Hohen Rone Lieferanten grosser Mengen feldspatreicher, karbonatarmer granitischer Sande, die durch grosse Fluss-Systeme beckenaxial nach Osten transportiert wurden. Diese Flüsse mündeten östlich München ins Meer (Fig. 1).



1 Fluss-Systeme im Alpenvorland zur Zeit der granitischen Schüttungen der Unteren Süsswassermolasse (\pm Aquitan). Bezeichnung der Schüttungen: J Juranagelfluh, G Genfersee, N Napf, HR Hohe Rone, KG Kronberg-Gäbris. (Teilweise nach H. Füchtbauer).

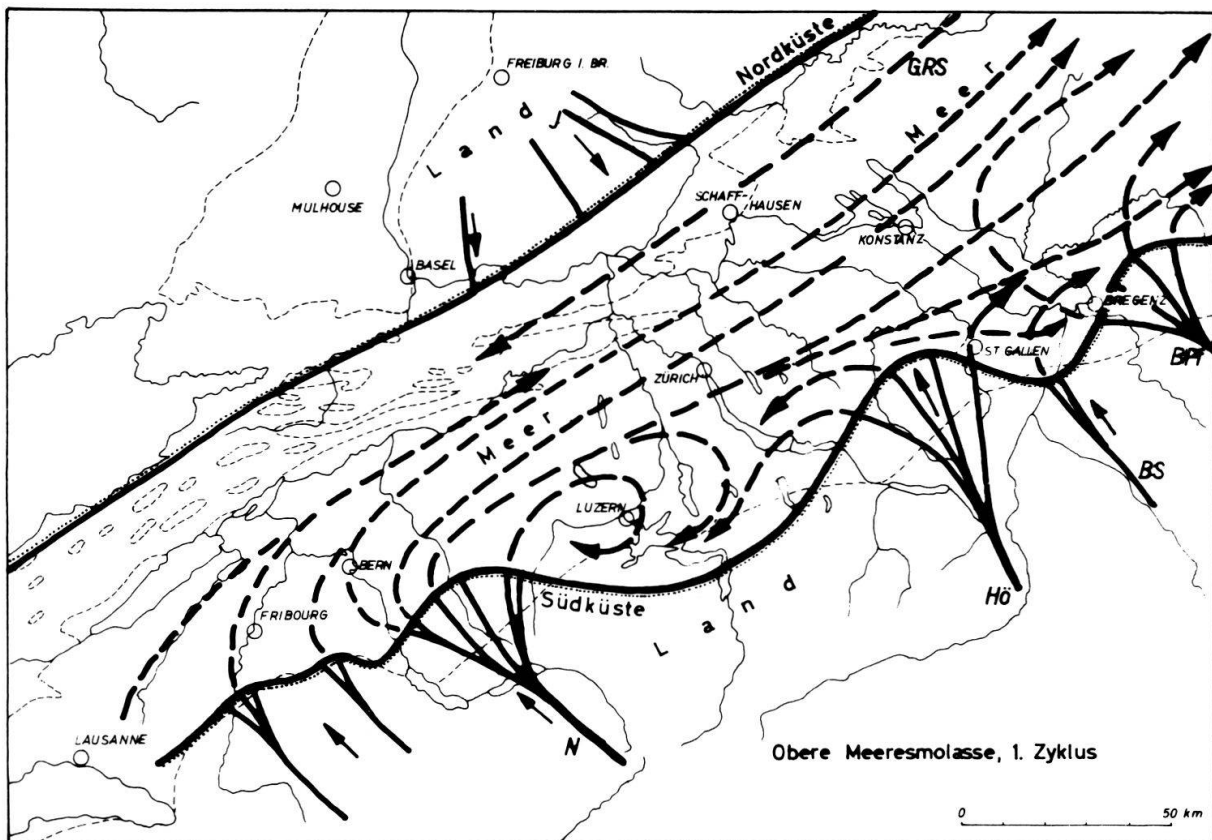
Granitische Strombettsande der Unteren Süsswassermolasse finden sich vor allem in der Gegend von Rheinau und oberhalb des Rheinfalls am linksseitigen Steilhang über dem Rhein gegenüber von Neuhausen.

Obere Meeresmolasse

An der Wende vom Oligozän zum Miozän überflutete ein von Südwesten her Richtung Ost vordringendes Meer das heutige Molassebecken. Dies hatte eine beträchtliche Senkung des Vorlandtrogens zur Voraussetzung.

Im Meer der Oberen Marinen Molasse herrschte in der Regel eine nach Osten gerichtete marine Strömung, aber das seichte, langgezogene Meeresbecken befand sich in einem sehr labilen Zustand, wovon gerade seine Ablagerungen im Gebiet Schaffhausen - Hegau - Bodensee zeugen.

Der betonten Strömungstendenz nach Osten und dem Transport alpinen Materials, vor allem in Form von Sanden von W nach E steht eine periodische Zufuhr von groben Quarzsanden aus ENE, aus dem Gebiet der Böhmisches Masse entgegen. Diese Zufuhr war immer dann aktiv, wenn Kippungen ein Gefälle nach W, statt wie meist nach E erzeugten (vergl. Fig. 2).



2 Das Becken der Oberen Meeresmolasse im schweizerischen Alpenvorland zur Zeit der Ablagerung der Berner- und Überlinger-Glaukonit-Sandsteine. Bezeichnung der Schüttungen: J Juranagelfluh, N Napf, Hö Hörnli, BS Bodensee-Sommersberg, Bpf Bodensee-Pfänder, GRS Periodische Zufuhr von moldanubischem Grobsand (Graupensand). Gestrichelte Pfeile: mariner Strömungstransport, ausgezogene Linien: fluvialer Transport.

Die alpinen Hauptschutfächer zur Zeit der Oberen Meeresmolasse waren Napf- und Hörnli-delta, wobei die Napfschüttung und auch noch weiter westlich gelegene Zufuhrsysteme die grössten Mengen an Sanden ins Molassebecken lieferten.

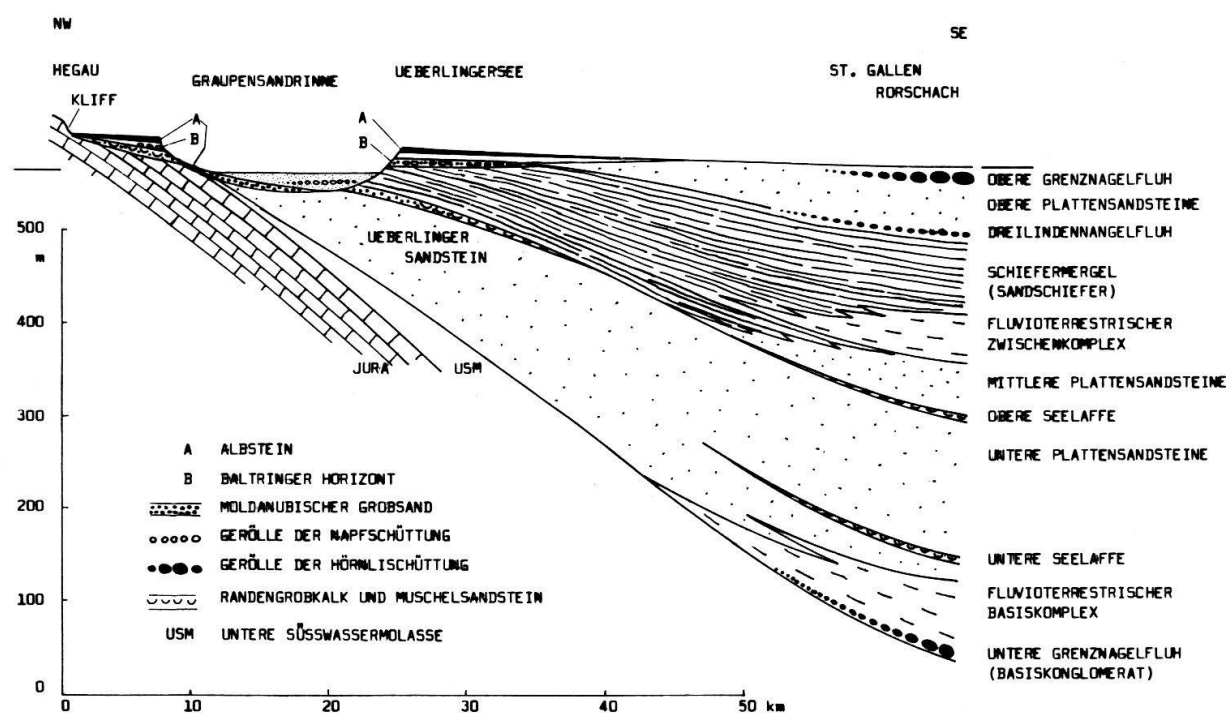
Zur Zeit der untersten Abteilung der Oberen Meeresmolasse herrschten ausgeglichene Verhältnisse. Grosse Mengen an Sand wurden aus den westlichen alpinen Schutfächern durch marinen Strömungstransport bis über das Gebiet des heutigen Bodensees hinaus nach Osten verschwemmt. Es ist die Zeit der Berner- und Überlinger Glaukonitsandsteine.

In der Gegend von Schaffhausen trifft man sie in der Gegend von Andelfingen und im Rheindurchbruch von Rüdlingen-Eglisau. Gegen Norden keilen sie rasch aus und wurden zudem intramolassisch erodiert. Im Süden entstanden zur gleichen Zeit die deutlich feinkörnigeren Plattensandsteine der St. Galler Molasse und ihrer Luzerner Äquivalente (vergl. Fig. 3).

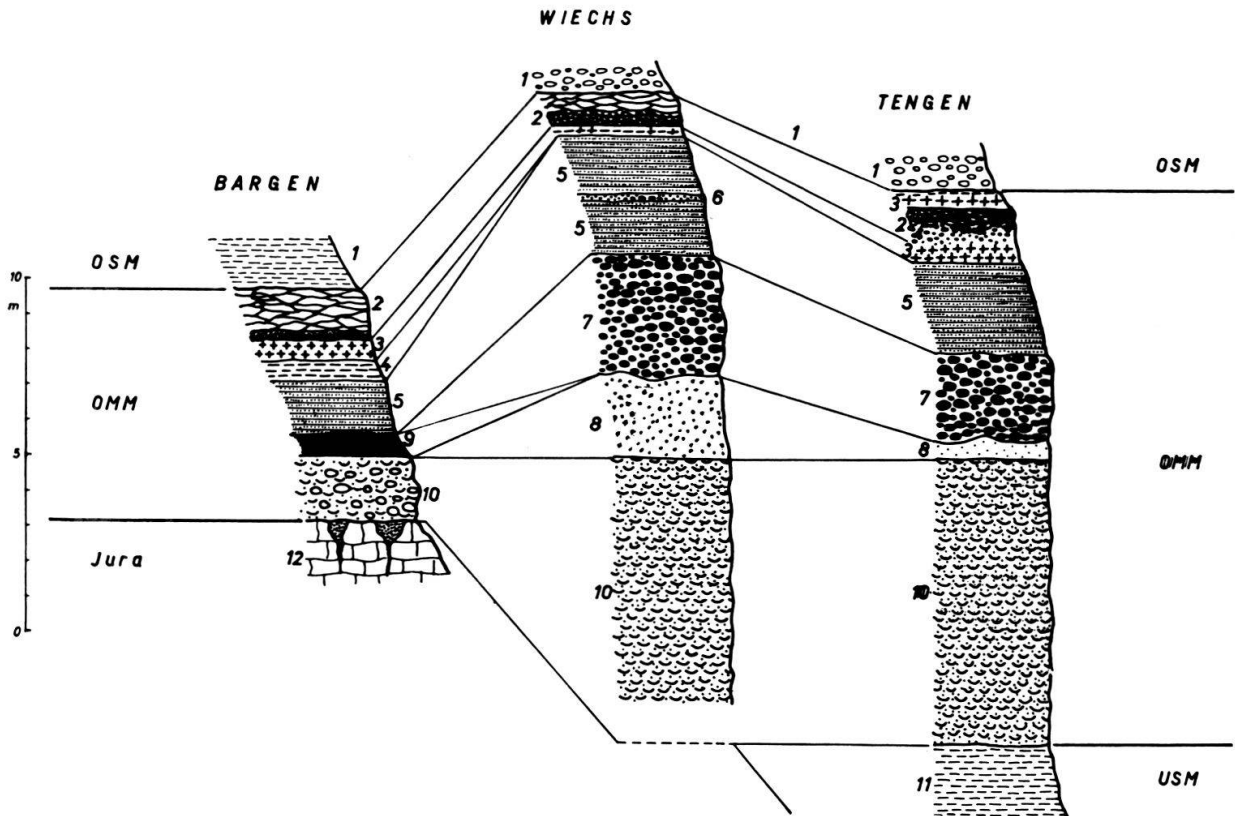
Diese charakteristische und mächtige untere Sandstufe der Oberen Meeresmolasse wird oben durch die Zone der Muschelsandsteine abgeschlossen, die vor allem im Aargau auftreten und erhebliche Mengen moldanubischer Grobsande enthalten (U. P. Büchi und F. Hofmann, 1960), als Anzeichen einer Störung der West-Ost-Strömung durch eine Kippung in der Längsachse des Molassebeckens, die kurzfristig ein Gefälle nach W erzeugte.

Diesem Muschelsandsteinniveau entspricht der Friedinger Grobsandzug im nördlichen Bodenseegebiet und vor allem auch der Randengrobkalk (vergl. auch A. Schreiner, 1961, 1970). Der Randengrobkalk tritt in der Gegend von Schaffhausen vor allem bei Bargen, Wiechs und Tengen auf (Fig. 4), und seine Äquivalente findet man im Schweizerjura über die Tennikerfluh bis in den Neuenburger Jura. Diese Ablagerungen an der Nord-Nordwestküste des Molassemeeres sind Muschel- und Schneckenschillbänke. Sie führen immer moldanubischen Grobsand aus dem Osten. Die Randengrobkalkzone wurde gegen N durch die sogenannte Klifflinie begrenzt, die im Gebiet nördlich des Aitrachtals verläuft.

Über dieser Muschelsandstein-Grobkalk-Grobsand-Zone liegen im nördlichen Bodenseegebiet die Sandschiefer, denen weiter südlich (St. Gallen) die Schiefermergel entsprechen (Fig. 3). Andeutungen davon findet man auch im stark kondensierten Profil durch die Obere Meeresmolasse von Bargen (Fig. 4). Sehr deutlich sind die Schiefermergel an der Thur bei Andelfingen ausgebildet. Die Schiefermergelzeit entspricht einer Periode sehr geringen Strömungstransports mit Wattenmeercharakter und Schlickbildung: es entstanden keine gut gewaschenen Sande, sondern schlecht sortierte sandig-schlammige Ablagerungen.



3 Schematisches Profil durch die Obere Meeresmolasse im Bodensee-Gebiet. Zusammengestellt nach Arbeiten von U. P. Büchi, H. A. Haus, F. Hofmann, A. Schreiner u. a. m.



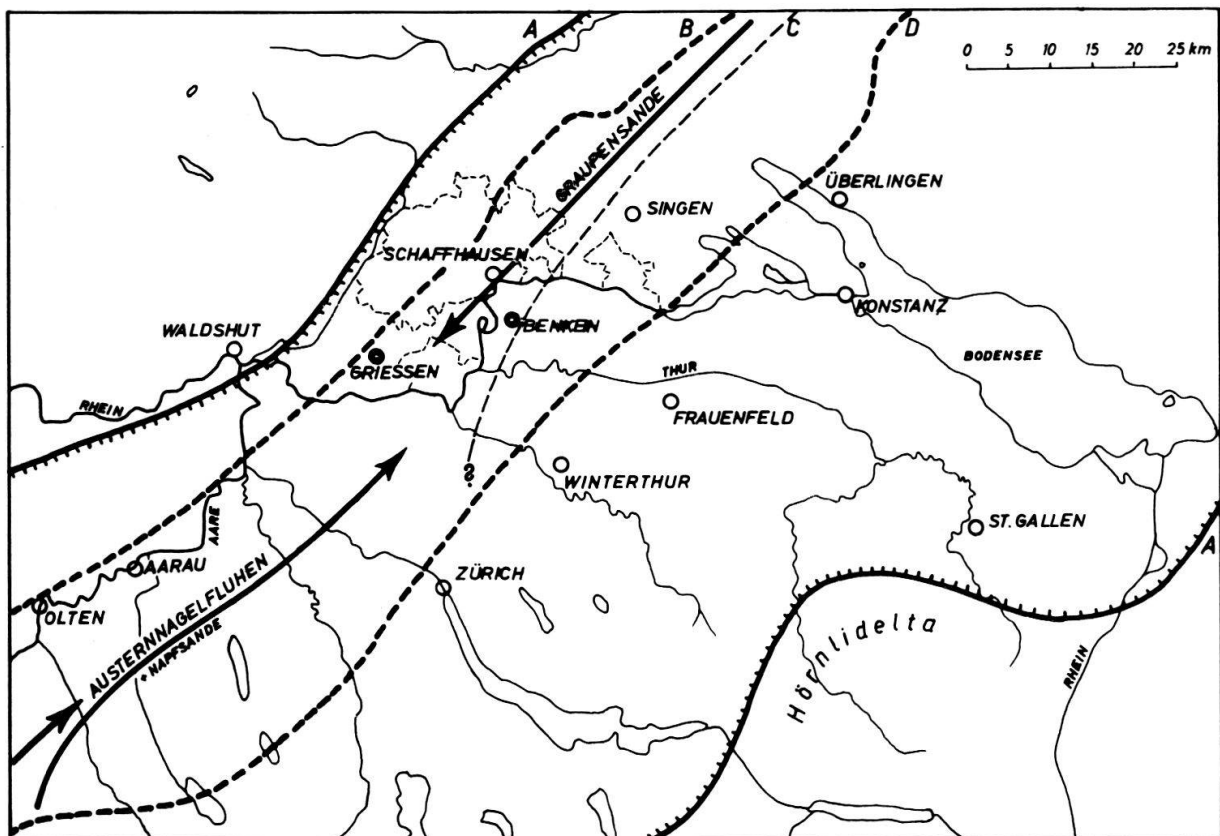
- 4 Profile durch die Obere Meeresmolasse am Nordrand des Molassemeeres nördlich von Schaffhausen. Das Profil Bargaen ist heute überwachsen. OSM Obere Süßwassermolasse, OMM Obere Meeresmolasse, USM Untere Süßwassermolasse. 1) Mergel und Konglomerathorizonte der Juranagelfluh, OSM. 2) Krustenkalkbildung des Albsteins auf herausgehobenem, verlandetem Meeresboden und bei trocken-warmem Klima. 3) Rote Helicidenmergel mit eingewehtem vulkanischem Aschenmaterial (Magnetit, Apatit, Sanidin, Melanit, Titanit, Biotit). 4) gelbe Mergel. 5) Deckschichten aus der Verlandungsphase des Meeres. 6) Einlagerung von Grobsand, aus E zugeführt. 7) Austernnagelfluhen (Quarzitnagelfluhen) der Napfschüttung, mit Quarzit- und Granitgeröllen. Wichtigstes Schwermineral Epidot. 8) Sandstein der Napfschüttung. 9) marine Schiefermergel. 10) Randengrobkalk (angeschwemmter Schill aus Meeresschnecken und -muscheln). Mit Grobsand aus E, teilweise Glaukonit enthaltend. Wichtigste Schwermineralien: Epidot, Granat, Disthen, Staurolith, Zirkon, selten Andalusit und Topas. 11) Mergel der Unteren Süßwassermolasse. 12) Jurakalk mit Taschenausfüllungen aus Quarzsanden und Huppererden in der Gegend von Bargaen.

Diese Zeit der Stagnation im Molassemeer wurde beendet durch erneute Kippungen in der Längsachse: Sturzwellen aus dem Westen führten Gerölle des Napfschuttfächers bis über das heutige Bodenseegebiet nach E und wechselten ab mit erneuten Grobsandzufuhren aus ENE. Es entstanden die sogenannten Bodmansande des nördlichen Bodenseegebiets (Baltringerhorizont), doch scheint es, dass die Grobsandschüttung bis ins Gebiet von Bern reichte. Der Baltringerhorizont mit Geröllen der Napfschüttung findet sich auch in den Profilen von Wiechs und Tengen über den Randengrobkalken (Fig. 4).

Während der besonders interessanten dritten Phase der Oberen Meeresmolasse begann die Verlandung des Molassemeeres, besonders zunächst im Gebiet nördlich des heutigen Hochrheins. Der Meeresboden begann sich herauszuheben und war lange Zeit, bei fehlender Sedimentation, semiaridem, warmem Klima exponiert. Dies führte wieder zur Bildung von Krustenkalken, den sogenannten Albsteinbildungen (vergl. Fig.4). Unter den Krustenkalken des Albsteins liegen rote Helicidenmergel, die im nördlichen Kanton Schaffhausen und im benachbarten Hegau einen deutlichen Gehalt vulkanogener Mineralkörner führen (Sanidin, Apatit, Magnetit, Melanit, Titanit, Biotit, vergl. F. Hoffmann, 1967, 1974). Diese ältesten Zeugen einer vulkanischen Tätigkeit zur Molassezeit stammen vielleicht aus

dem Kaiserstuhl, können aber ebensogut auch eine frühe vulkanische Tätigkeit im Hegau selbst anzeigen.

Die Heraushebung des Meeresbodens im Molassebecken des weiteren nördlichen Bodenseegebietes war begleitet von einer starken Kippung nach W. Die Grobsandzufuhr setzte nun besonders stark ein. Der die Grobsande (Graupensande) zuführende Fluss lässt sich von Schaffhausen über Ulm weit nach ENE zurückverfolgen. Er fräste in das herausgehobene Land eine Rinne ein und erreichte in der Gegend von Schaffhausen in Form einer Trichtermündung das westlich anschliessende, verbleibende Molassemeer (Fig. 5), (vergl. auch H. Kiderlen, 1931, H. A. Haus, 1950, F. Hofmann, 1967). In dieser Rinne lagerten sich nach ihrer Erosion beträchtliche Mengen moldanubischer, grober Quarzsande (Graupensande) ab, die den Grimmelfinger Schichten entsprechen. Sie werden in der Grube des Quarzsandwerkes Benken am Cholfirst abgebaut. Das Gefälle nach W wechselte wiederholt mit Kippungen in Richtung E ab, wobei Sturzfluten sich aus dem Meer in die Trichtermündung hinein ergossen und grössere Mengen an teilweise über kopfgrossen Geröllen der Napfschüttung mitschleppten (vor allem harte Sandsteinquarzite, rote Granite und Porphyre). Diese Quarzitzeröllhorizonte (Austernnagelfluhen) wechsellagern beispielsweise in der Quarzsandgrube Benken mit den aus E zugeführten Grobsanden. In den Quarzitzeröllhorizonten fehlt bezeichnenderweise auch das Napfgold nicht.



- 5 Paläogeographische Skizze der Nordostschweiz und ihrer Grenzgebiete zur Zeit der ausgehenden Oberen Meeresmolasse.
- A Nord-, bzw. Südküste des Molassemeeres zur Zeit seiner maximalen Ausdehnung (Glaukonit-sandsteine und Randengrobkalke).
 - B Nordrand der Graupensandrinne nach deren Ausräumung.
 - C Südrand der Graupensandrinne zur Zeit der Ablagerung der Grobsande von Benken-Wildensbuch und Griesen-Riedern.
 - D Südrand der erweiterten Rinne zur Zeit der Ablagerung der Kirchbergerschichten. (Teilweise nach H. A. Haus).

PERIODE	GEFÄLLE (Transportrichtung) im Molassebecken
	W E
Postmolassische Zeit <i>NACH</i> der pliocaenen Alpen- und Jurafaltungsphase	
Postmolassische Zeit <i>VOR</i> der pliocaenen Alpen- und Jurafaltungsphase	
Obere Süsswassermolasse	
Obere Meeresmolasse	
Untere Süsswassermolasse Zeit der granitischen Schüttungen	
Untere Süsswassermolasse Zeit der radialen Schuttfächer	
Untere Meeresmolasse	

fluvialer Transport :

mariner Transport :

6 Darstellung der Gefälle und Transportrichtungen im schweizerischen Molassebecken während und nach dem Ende der Molassezeit.

Der nördliche Erosionsrand der Graupensandrinne ist im Kanton Schaffhausen und im nordwestlichen Hegau sehr deutlich zu erkennen als Südgrenze des Vorkommens der Randengrobkalke. Im nördlichen Teil der Rinne ging die Erosion bis auf den Malmkalk, im Süden auf Untere Süsswassermolasse (Benken) oder auf Glaukonitsandstein der älteren Oberen Meeresmolasse (Wildensbuch).

Die Erosion der Graupensandrinne muss schon sehr früh begonnen haben und ist als Vorgang nicht völlig geklärt. Interessanterweise findet man auch auf ihrem Boden längs ihres Nordrandes Albsteinbildungen und sie unterlagernde Helicidenmergel mit vulkanischen Tuffen (F. Hofmann, 1967). Dies deutet darauf hin, dass die Albsteinbildung und

damit die rein terrestrischen Verhältnisse im nördlichen Teil der Bodensee-Hegau-Molasse sehr lange gedauert haben, vermutlich bis in die Zeit der Oberen Süßwassermolasse hinein.

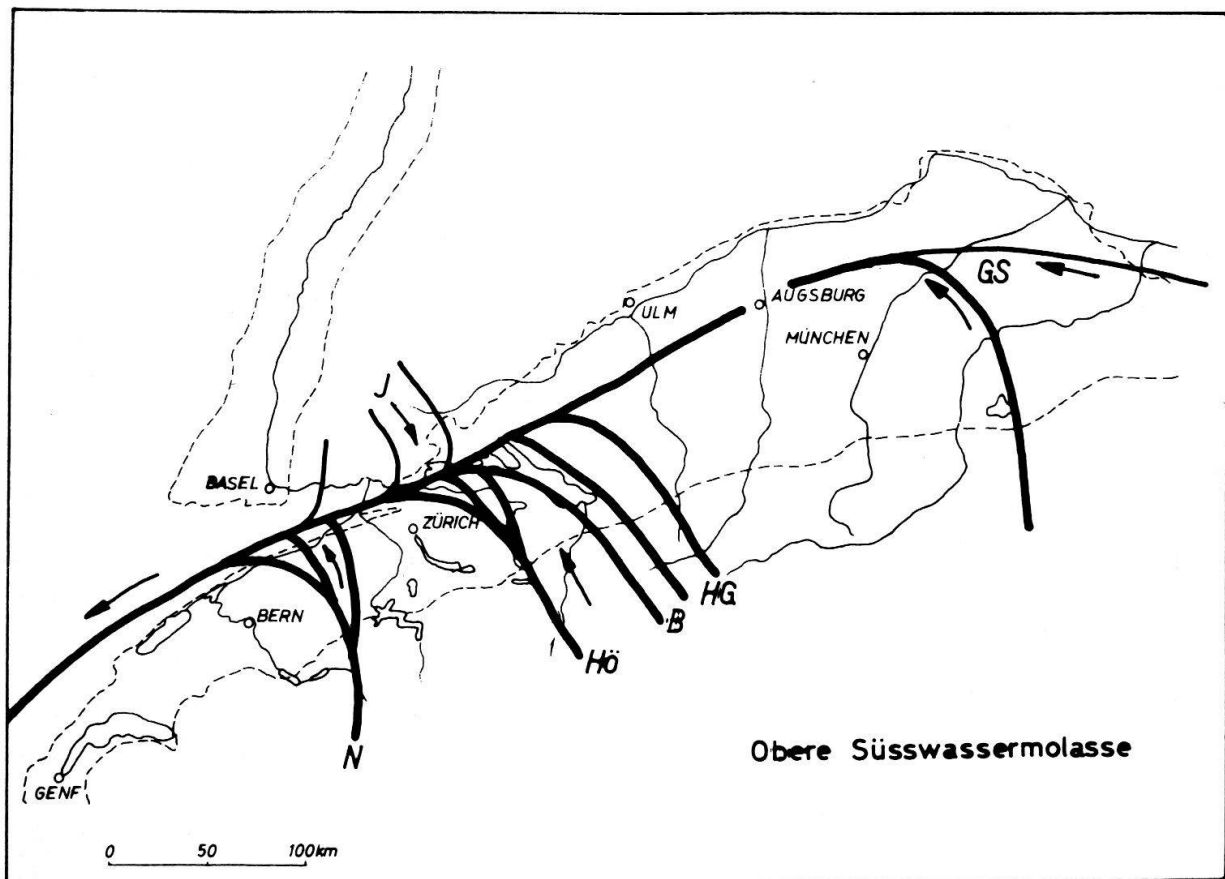
Mit der Zeit klang die Zufuhr von Grobsanden aus E aus und die Sedimentation in der Rinne stagnierte. Der höhere Teil der in der Rinne abgelagerten, jüngsten Bildungen der Oberen Marinen Molasse besteht nur aus Sanden und Geröllen der Napfschüttung (Kirchberger Schichten).

Kurzfristig bestand eine Verbindung mit dem sogenannten Oncophorameer E des Lech, und aus jener Zeit stammen interessante Relikte der jüngsten Oberen Meeresmolasse auf dem Reiat, mit der fossilen Wandermuschel *Oncophora* (Büttenhardt). Dann verlandete das Molassemeer im Alpenvorland und es begann die Zeit der Oberen Süßwassermolasse.

Obere Süßwassermolasse

Die Zeit der Oberen Süßwassermolasse mit rein fluvioterrestrischer Fazies dauerte rund 10 Millionen Jahre. Die Entwässerung des Molassebeckens verlief ausschliesslich von Ost nach West, welche Tendenz schon durch die wiederholten Kippbewegungen während der Periode der Oberen Meeresmolasse angedeutet worden war (Fig. 6).

Zwischen den alpinen Schuttfächern im Süden (Napf, Hörnli, Bodensee-Pfänder, Hochgrat) und den kleinen jurassischen Zufuhrsystemen (vor allem im Hegau) entwickelte sich ein beckenaxiales Stromsystem, die Glimmersandschüttung mit Einzugsgebiet in den Ostalpen (Fig. 7). Es blieb während der ganzen Zeit der Oberen Süßwassermolasse aktiv und

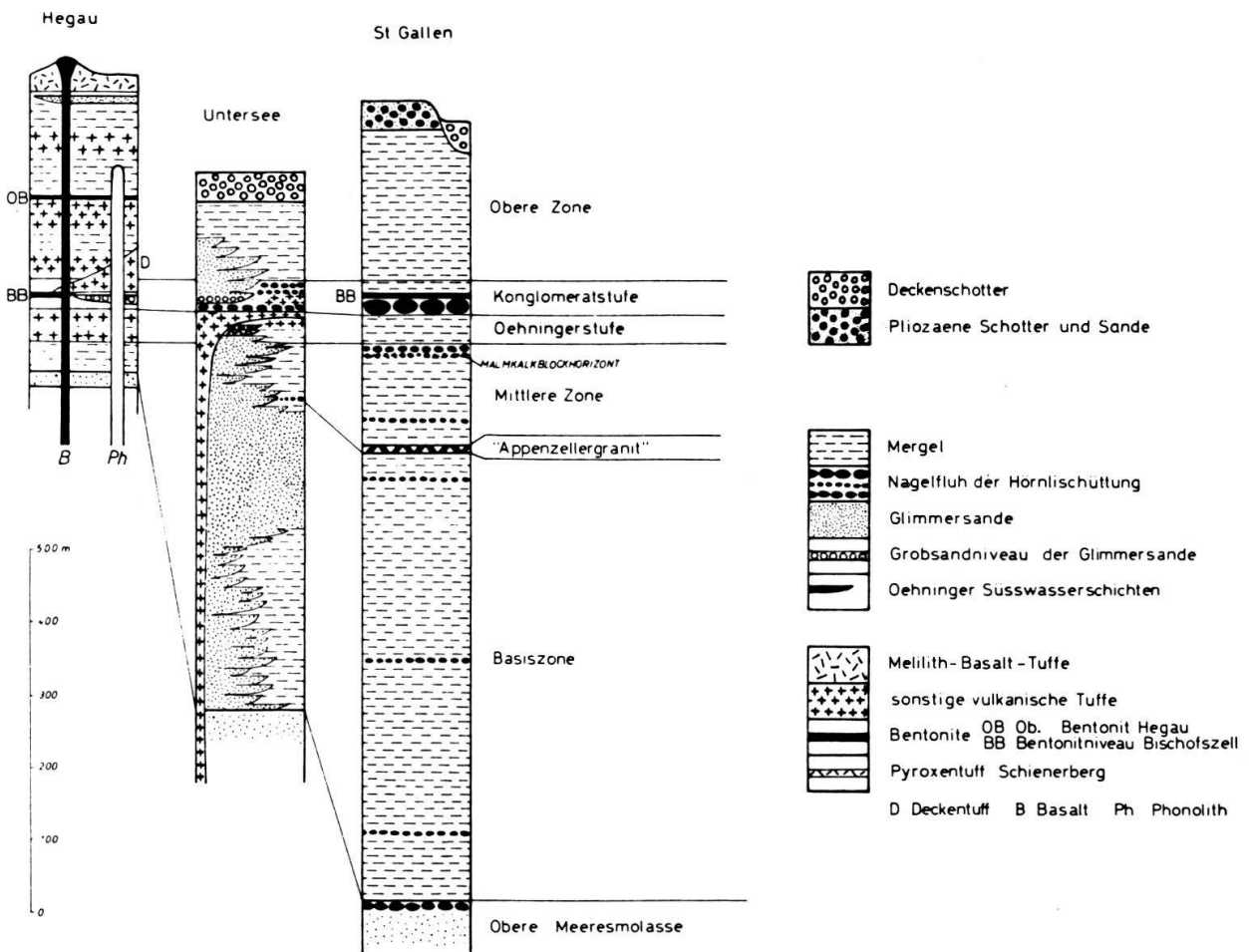


7 Fluss-Systeme im Alpenvorland zur Zeit der Oberen Süßwassermolasse (Miozän-Unterpliozän). Bezeichnung der Schüttungen: J Juranagelfluh, N Napf, Hö Hörnli, B Bodensee, HG Hochgrat, GS beckenaxiales Glimmersand-Stromsystem.

lieferte grossen Mengen an Sanden aus kristallinen Schiefergebieten der Ostalpen bis weit in die Westschweiz: es sind die silbergrauen, glimmerreichen Steinbalmensande (Glimmersande), erhalten in Form von grossen Strombettfüllungen, die man z. B. im Unterseegebiet sehr häufig sieht. Sie bauen fast den ganzen Molassesockel des Schienerberges auf. Der Glimmersandstrom ist über den nördlichen Bodensee, den Thurgau, den nördlichen Kanton Zürich, den Aargauer und Berner Jura bis ins Tal von St. Imier nachgewiesen. Die höchsten Vorkommen liegen am Hohenstoffel auf fast 800 m Höhe.

Im Gebiet von Schaffhausen ist die Obere Süsswassermolasse mit den hier einstmalen zweifellos dominierenden Glimmersanden praktisch völlig ausgeräumt und tritt erst am Cholfirst in kleinen Relikten zutage. Umso besser sind die Schichten der Oberen Süsswassermolasse aber am Seerücken und Schienerberg und im oberen Schaffhauser Kantonsteil (Ramsen-Stein am Rhein) erhalten.

Fig. 8 zeigt einen stratigraphisch-lithologischen Vergleich der Profile durch die Obere Süsswassermolasse bei St. Gallen, im Unterseegebiet und im Hegau und gibt auch einen Einblick in die Stellung der vulkanischen Erscheinungen innerhalb der Oberen Süsswassermolasse.



8 Stratigraphische Profile durch die Obere Süsswassermolasse des westlichen Bodenseegebietes.

In einer ersten Phase der Oberen Süsswassermolasse frassen die Flüsse der Juranagelfluhschüttung im Hegau von Norden her Schluchten durch den Nordrand der nicht völlig gefüllten Graupensandrinne (A. Schreiner, 1965, 1970) und sedimentierten diese mit Mergeln und Geröllbänken noch völlig aus und deckten sie zu. In Alpennähe senkte sich der Molassetrog ausserordentlich stark. Zur Zeit des Basiskomplexes der Oberen Süsswasser-

molasse wurden in der Gegend von St. Gallen rund 600 m fluvioterrestrische Mergel, Sandsteine und Nagelfluhen der Hörnlischüttung abgelagert, im Gebiet der Graupensandrinne aber nur etwa 50 m. Oberhalb der Basiszone der Oberen Süßwassermolasse sind die Unterschiede in den Schichtmächtigkeiten von Süd nach Nord wesentlich geringer.

Zur Zeit der Oehningerstufe fanden im Unterseegebiet die ersten vulkanischen Durchbrüche statt und es entstand der Maarsee von Wangen-Oehningen, in dem sich die lakustrinen Oehningerschichten s. str. abgelagerten. Im Unterseegebiet lassen sich in der Oehninger- und in der Konglomeratstufe mindestens fünf verschiedene Niveaus vulkanischer Tuffe nachweisen, die teils aus Eruptionen im Unterseegebiet selbst stammen, teilweise aus dem südlichen Hegau. Entsprechende Tuffe konnte der Verfasser in jüngster Zeit auch südlich der Thur in der Gegend des Wellenbergs E Frauenfeld nachweisen.

Die Haupteruptionen im Hegau (Deckentuffe am Plören, an der Rosenegg, am Hohentwiel und nördlich davon) begannen zur Zeit der Konglomeratstufe, während der starke Geröllschüttungen aus dem Hörnlifächer bis zum Schienerberg nachweisbar sind. Gleichzeitig verstärkte sich kurzzeitig auch die Materialzufuhr aus Osten durch den Glimmersandstrom, und anstelle der feinen Sande wurden Quarzfeinkiese abgelagert.

Die Altersstellung der "Hegaubasalte" (Melilithite) und Phonolithe ist unklar. Altersbestimmungen deuten darauf, dass die Phonolithe jünger sind. Sicher ist, dass die Basalte die Landoberfläche zu Ende der Molassezeit durchstossen haben. Sie liegt heute auf etwa 850 m über Meer.

Im Gebiet des Kantons Schaffhausen lassen sich in der Oberen Süßwassermolasse mehrere Tuffhorizonte nachweisen, die älter als die Deckentuffe des Hegau sind (Altdorf, Hofen, Bibern, Barga). Die älteste Lage vulkanischer Tuffe ist jene in den Helicidenmergeln unter dem Albstein (Fig. 4), die somit möglicherweise noch in die Zeit der Oberen Meeresmolasse gehört. In allen Fällen handelt es sich bei diesen vulkanischen Tuffhorizonten um auffallend rote Mergellagen, die in der tonigen Grundmasse kleine Mengen vulkanogener Mineralkörner, insbesondere Magnetit, Apatit, wenig Titanit, gelegentlich Melanit und Biotit enthalten (F. Hofmann, 1967). Gleichartig zusammengesetzte Tuffe liegen auch in Schichten des Hegau, die jünger sind als die Deckentuffe. Man findet sie bis hoch hinauf in der Schichtserie des Hohenstoffel. Im Gegensatz zu den Deckentuffen führen sie keine Hornblenden und auch keine Augite. Junge Hornblendetuffe sind hingegen aus dem Nordhegau bekannt (Gegend der Höwenegg). Förderstellen der dünnen Magnetit-Apatit-Tufflagen sind nicht bekannt.

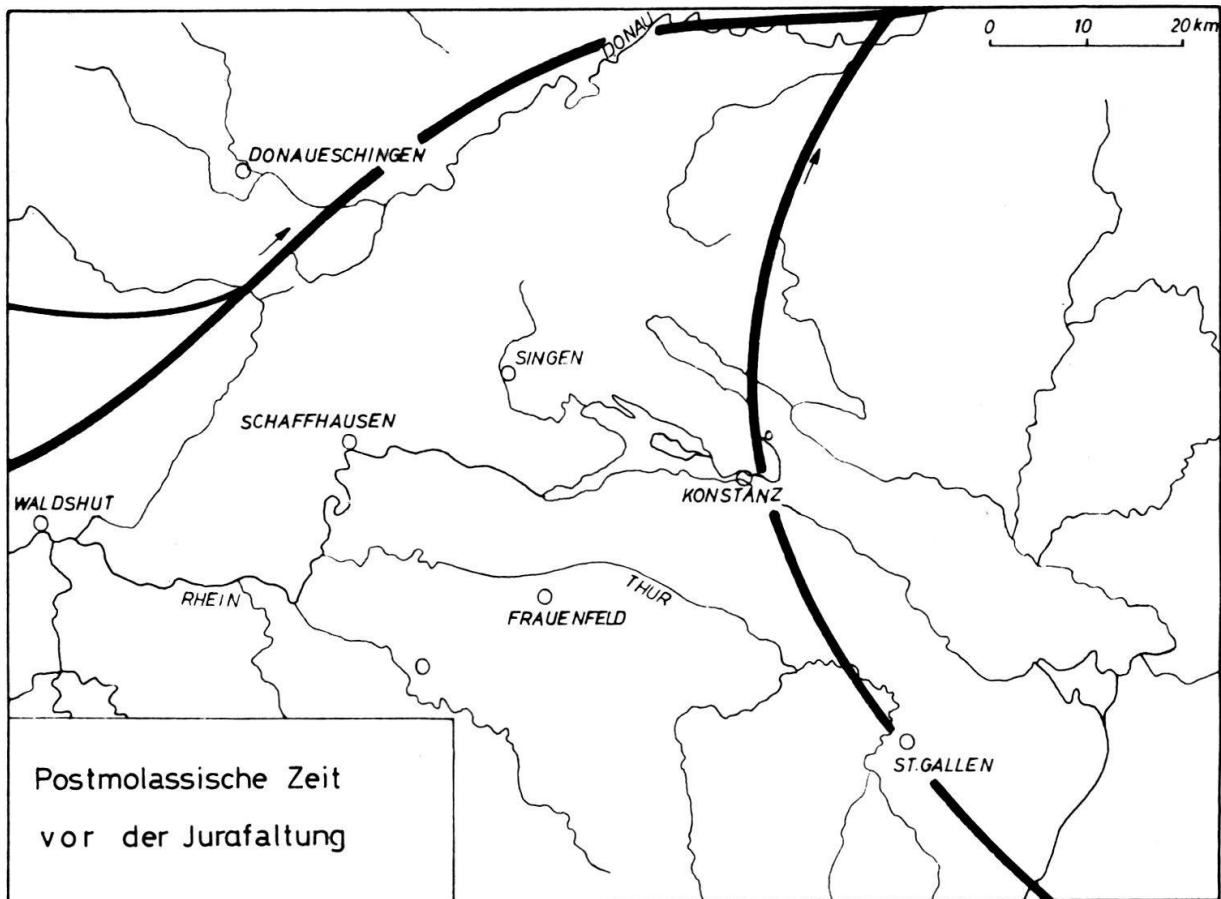
Weitere, besondere Vorkommen vulkanischer Erscheinungen im Kanton Schaffhausen sind der Basalt von Ramsen, der basaltische Tuffschlot von Karolihof, der Tuffschlot von Hofen und die Deckentuffe auf dem Herrentisch südlich von Wiesholz.

Die postmolassische Zeit

Die Sedimentation der Oberen Süßwassermolasse wurde durch eine beträchtliche Hebung im Vorland der Zentralalpen im älteren Pliozän beendet. Gleichzeitig wurde damit auch die Entwässerung im Molassebecken von E nach W gestoppt und es entstand ein Gefälle nach E (Fig. 6).

Vor der pliozänen Phase der Alpen- und Jurafaltung bestand kurzfristig eine zusammenhängende Aare-Donau (Fig. 9). Ihre Schotterrelikte findet man auf dem Eichberg N Blumberg in heute 900 m Höhe. Zu jener Zeit wurden auch die pliozänen Flyschotter auf dem Tannenbergl N St. Gallen abgelagert (das Bodensee-Rheintal existierte damals noch nicht) und im NW die Vogesenschotter (Ajoie).

Die pliozäne Faltungsphase in Alpen und Jura veränderte die Situation grundlegend. Die Aare wurde von der Donau getrennt, die ein Einzugsgebiet im sich heraushebenden



9 Paläogeographische Skizze des Bodensee-Hochrhein-Donaugebietes zwischen dem Ende der Molassezeit und der Jurafaltung (Mittelplozän).

Schwarzwald erhielt. Die Aare arbeitete sich durch das Ostende des Kettenjura und verlief via Basel über die burgundische Pforte zum Mittelmeer. Im südlichen Elsass sedimentierte sie die Sundgauschotter, die somit ins Jungpliozän bis Alpleistozän gehören. Relikte von Aareschottern aus dieser Zeit finden sich auf dem Villinger Geissberg in fast 700 m Höhe (H. Liniger und F. Hofmann, 1965).

Mit der pliozänen Faltungsphase entstand auch das betont tektonisch angelegte Bodensee-Rheintal, (H. Heierli, 1974), zu dem der Bodensee in einem Winkel von 90° steht. Der Bodensee liegt in der natürlichen Fortsetzung der tektonischen Störungen im Hegau, insbesondere der Randen- und Schienerbergverwerfung, die ebenfalls in ihrem heutigen Ausmass im Plioizän entstanden und sich quer durch den ganzen Schwarzwald nach NW fortsetzen.

Ein wesentlicher tektonischer Beitrag zur Entstehung des Bodensees ist anzunehmen, auch aufgrund tektonischer Erscheinungen in der Molasse der Ostschweiz. Nicht sehr leicht begründbar wäre eine rein auf Gletschererosion zurückzuführende Entstehung. Die Richtung des Bodensees zu jener des st. gallisch-vorarlbergischen Rheintals steht damit in einem nicht zu übersehenden Gegensatz. Die tektonisch bedingte Kanalisation der Erosion im Bodenseegebiet nach NW hat aber die spätere Glazialerosion gesteuert.

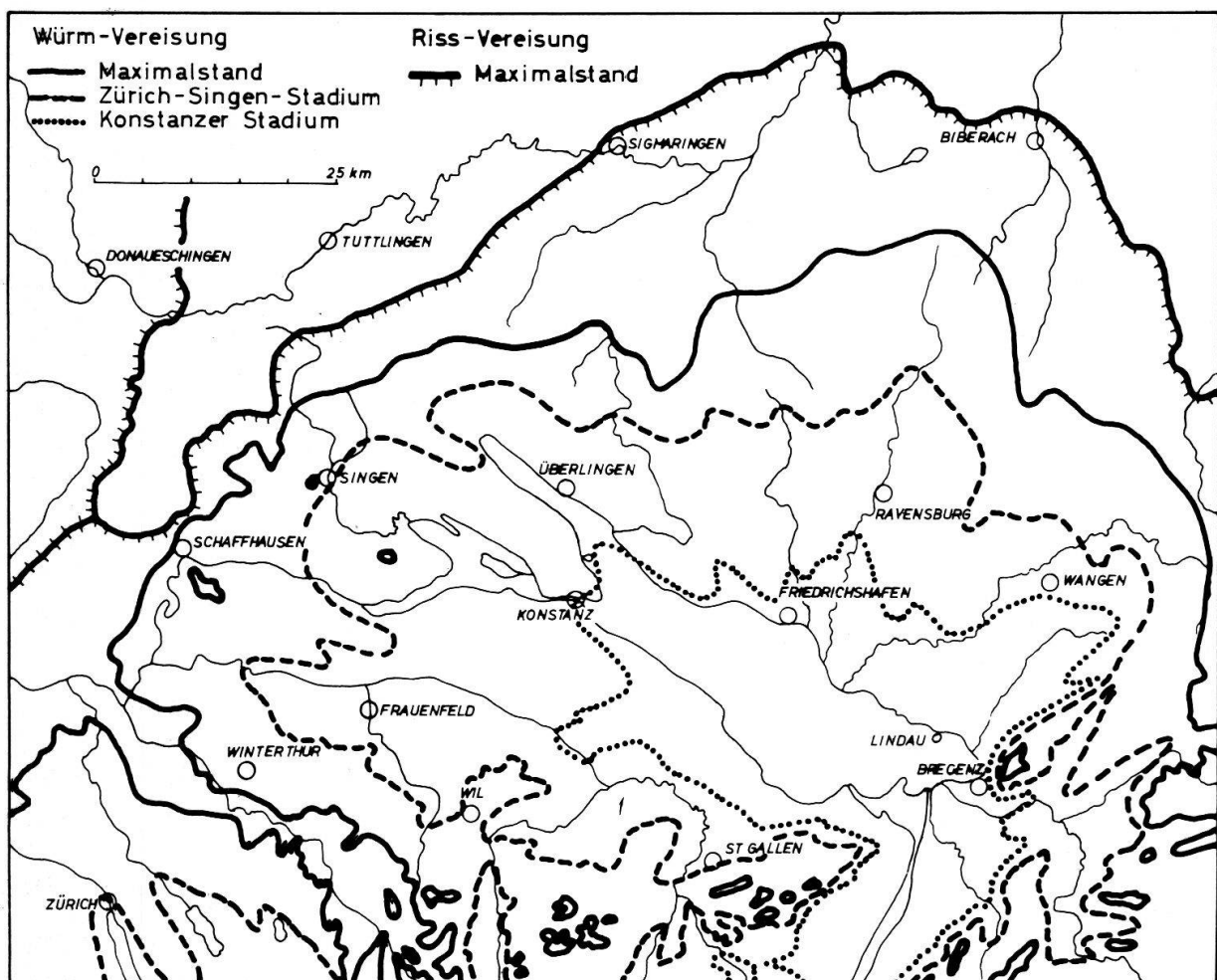
Es ist wahrscheinlich, dass schon im Altpleistozän, das eine runde Million Jahre dauerte und in unserer Region nicht konkret dokumentiert ist, der Rhein aus dem Alpenrheintal durch die Bodenseetektonik nach NW geleitet wurde und der Aare zufließte, aber wegen seines kleinen Gefälles kaum sehr viel Material zutransportierte. Während des Altpleistozäns wurde die Aare bei Basel von ihrem ehemaligen Lauf in die burgundische Pforte nach Norden in die Oberrheinische Tiefebene abgeleitet.

Zur Zeit des Jungpliozäns und des Altpleistozäns muss bereits eine wesentliche Erosion der Molasse stattgefunden haben, die das heutige Landschaftsbild entscheidend bestimmte. Während dieser Zeit und später wurden in der Region des Hochrheins Härtinge der verschiedensten Art herauspräpariert, so die Randenerverwerfung, die Basalt- und Phonolithkuppen des Hegau, und Talsysteme angelegt.

Kein Zweifel an einer erheblichen Entwässerung aus dem Bodenseegebiet in Richtung Waldshut-Basel besteht für die Zeit der älteren Deckenschotter (Schiererberg, Neuhauserwald, Tannenbergr N St. Gallen, Irchel, Gebiet N der Lägern). Es ist sehr wahrscheinlich, dass diese Schotter schon vor der Günzeiszeit im älteren Pleistozän entstanden (Donau-Eiszeit?). Damals bestand schon eine Rhein-Klettgau-Rinne, die von der Thur-Rinne durch die Wasserscheide des Kalten Wangen getrennt war.

Noch mehr akzentuierten sich diese paläogeographischen Verhältnisse zur Zeit der jüngeren Deckenschotter, die im Klettgau aus der Gegend von Schaffhausen-Neuhausen bis in das Gebiet von Waldshut von 500 auf etwa 400 m Meereshöhe abfallen.

Nach der Ablagerung der jüngeren Deckenschotter wurde die Klettgau-Rinne (Bodensee - Singen - Schaffhausen - Klettgau - Tiengen - Waldshut) kräftig ausgeräumt und bis auf rund 100 m unter die heutige Talfläche erodiert und nachher mit Schottern gefüllt (A. von Moos und P. Nänny, 1970). Dieser Vorgang dürfte viel Zeit beansprucht haben und fand möglicherweise vor, während und nach der Mindeleiszeit statt. Ein alter Gletschervorstoß von E her in den Klettgau lässt sich nachweisen.



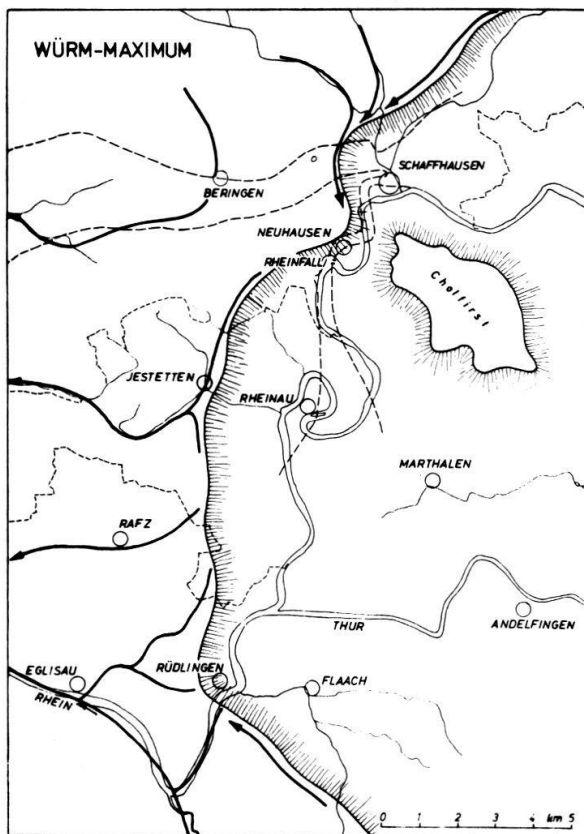
10 Skizze der Vergletscherungen in der Riss- und in der Würm-Eiszeit im Bodensee-Hochrhein-Gebiet.

Auch das alte Talsystem der Thur (Bodensee - Frauenfeld - Andelfingen - Rafz - Zurzach - Waldshut) wurde zu jener Zeit stark erodiert und nachher mit Schottermassen gefüllt.

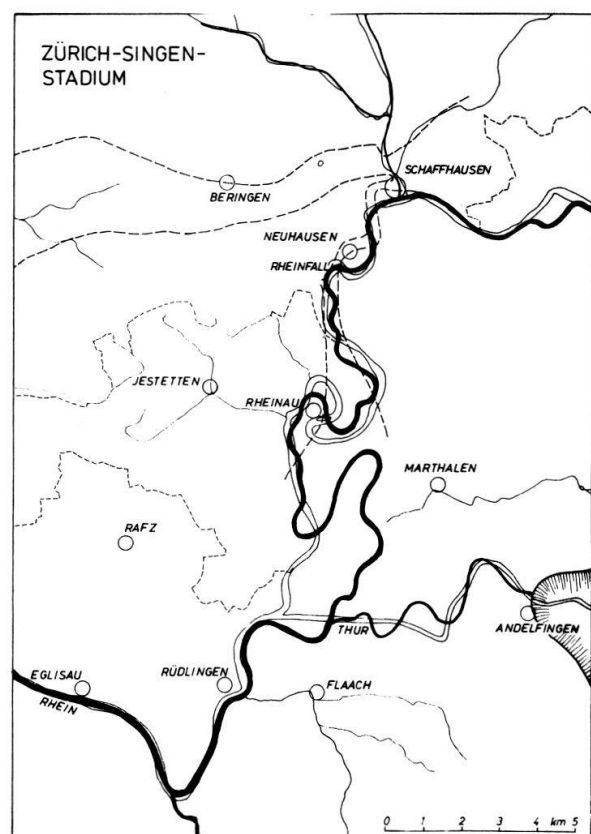
Die Vorgänge vor, während und nach der Risseiszeit sind nur schwer zu ergründen. Sicher ist, dass der Rissgletscher, als Ergebnis der grössten Vergletscherung, über den Klettgaurücken (Südranden) bis zum Hallauerberg vorsties und dort mit dem Schwarzwaldgletscher zusammenstiess (Fig. 10). Auffallend ist, dass der Rissgletscher im Klettgau nur sehr geringe Spuren in Form von Moränen hinterliess, weil er wegen der massiven Vereisung der Alpen offenbar nur wenig Material mit sich führte. Der Randen war zur Zeit der Rissvergletscherung eisfrei.

Nach der Aufschotterung des Klettgaus und vermutlich schon vor der Risseiszeit trat der Klettgau als Rheintal ausser Funktion, und die Entwässerung verlief vom Hegau und vom Untersee her nach Schaffhausen und von hier nach Süden ins Gebiet der heutigen Mündung der Thur in den Rhein. Vereint mit dem Thursystem verlief das damalige Rheintal dann via Rafz nach Westen gegen Waldshut.

Auch zur Würmeiszeit floss kein nennenswerter Fluss mehr durch den östlichen Klettgau. Eine bedeutende Abflussrinne war zur Zeit des Würm-Maximums (Fig. 11) jene durch das Wangental, Osterfingen, Weisweil nach Waldshut. Zur Hochwürmzeit entstand der Durchbruch des Rhein-Cañons von Rüdlingen zur Tössegg (L. Ellenberg, 1972) zum



11 Schematische Darstellung der Würmvereisung im Gebiet Schaffhausen-Eglisau zur Zeit des Würm-Maximums. Lang gestrichelt: vorwürmische Erosionsrinnen; kurz gestrichelt: Landesgrenze.



12 Schematische Darstellung des Rheinlaufs im Gebiet Schaffhausen-Eglisau zur Zeit des Zürich-Singen-Stadiums. Der Rhein ist im Begriffe, die mit vorwürmischen Schottern gefüllte, alte Erosionsrinne im Gebiet südlich von Neuhausen freizulegen, die er von E her erreicht. Damit beginnt die Entstehung des Rheinfalls.

alt angelegten Tösstal (Tössegg - Eglisau). Die mächtigen Schottermassen des Rafzerfeldes sind höchstwahrscheinlich im Wesentlichen nicht vom Würmgletscher aufgeschottert worden, sondern müssen wesentlich älter sein, wofür auch schon die gerölmässige Zusammensetzung mit Komponenten aus dem Hegau spricht.

Mit dem Abschmelzen des Würmgletschers begann die Herausbildung der heutigen Rheinlandschaft mit dem Rheinflall als auffälligster Erscheinung. Zunächst waren die älteren Talsysteme mit Schottermassen aus früherer Zeit gefüllt, insbesondere vom Rheinflallgebiet an südwärts. Zu Beginn des Abschmelzens, das in mehreren Phasen vor sich ging, floss ein erster Flusslauf vom Hegau her längs des Eisrandes über das Fulachtal nach Schaffhausen (Zeit der Breiteterasse auf etwa 460 m Höhe), und von Schaffhausen westlich des Rheinflalles über Rheinau nach Süden in den Rheindurchbruch von Rüdlingen-Tössegg.

Mit dem weiteren Abschmelzen des Eises verlor das Fulachtal rasch an Bedeutung, und an seine Stelle trat das heutige Rheintal vom Untersee über Diessenhofen nach Schaffhausen. Zwischen Schaffhausen und dem Rheintal hatte das abschmelzende Eis ein vor- bis frühwürmisches Rheintal freigegeben, das auf etwa 400 m Höhe hinunter reichte. Auf dieser Höhe überquerte der Rhein das heutige Rheinflallbecken, das noch in älteren Schottern begraben lag, aber als vorwürmische Erosionsrinne im Malmkalkgebiet bereits existierte (Fig. 12).

Mit fortschreitender Erosion traf der Rhein mit der Zeit von Osten her auf die alte Talrinne im Malmkalk. Als das Erosionsniveau die Oberkante dieser Rinne erreicht hatte, wirkte diese rasch kanalisierend, und der Rhein folgte ihr nach Süden und räumte sie aus. Die aus resistentem Malmkalk bestehende ehemalige Rinnenwand, über die der Rhein in den freigelegten alten Tallauf stürzt, ist der Grund zur Entstehung des Rheinflalles. Noch immer bewirkte der Molasseriegel von Rüdlingen ein geringes Gefälle des Rheins und gab Anlass zu starker Mäanderbildung, deren heutiges Ergebnis die Schleife von Rheinau ist. Die zahlreichen Flussterrassen von Schaffhausen bis Rüdlingen sind nicht aufgeschottert, sondern im Wesentlichen das Resultat der Erosion des Rheins in älteren Schottern seit dem Ende der Würmeiszeit.

Literatur

- BAUMBERGER, E. (1921): Die Eisen- und Manganerze der Schweiz. I: Die Bohnerzvorkommen im Jura-gebirge. Beitr. geol. Karte Schweiz, Geotech. Serie 13/1.
- BÜCHI, U. P., und HOFMANN, F. (1960): Die Sedimentationsverhältnisse zur Zeit der Muschelsandsteine und Grobkalke im Gebiet des Beckennordrandes der Oberen Meeresmolasse zwischen Aarau und Schaffhausen. Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. Ing. 27/72, 11–22.
- ELLENBERG, L. (1972): Zur Morphogenese der Rhein- und Tössregion im nordwestlichen Kanton Zürich. Diss. Univ. Zürich.
- GEIGER, E. (1969): Der Geröllbestand des Rheingletschergebietes im Raum nördlich von Bodensee und Rhein. Jh. geol. Landesamt Bad.-Württemb. 11, 127–172.
- HAUS, H. A. (1951): Zur paläogeographischen Entwicklung des Molassetroges im Bodenseegebiet während des mittleren Miozäns. Mittbl. bad. geol. Landesanst.
- (1952): Das Molassebecken im südwestdeutschen Raum. Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. Ing. 19/57, 25–30.
- HEIERLI, H. (1974): Geologisches vom Bodensee-Rheintal. Schr. Ver. Gesch. d. Bodensees u. s. Umg. 92, 275–287.
- HEIM, A. (1931): Geologie des Rheinflalles. Mitt. natf. Ges. Schaffhausen 10.
- HOFMANN, F. (1967): Über die Tertiärbildungen im Kanton Schaffhausen. Mitt. natf. Ges. Schaffhausen 28, 171–210.
- (1974): Mineralien des Kantons Schaffhausen. Njbl. natf. Ges. Schaffhausen, 26.

- HOFMANN, F., und HANTKE, R. (1964): Erläuterungen zu Blatt 1032 Diessenhofen des Geologischen Atlas der Schweiz 1:25000. Schweiz. Geol. Komm.
- HOFMANN, F., und PETERS, T.J. (1962): Kaolinitische Mergel unter der Molassebasis im Rheinflallgebiet. Schweiz. mineral.-petr. Mitt. 42/2, 349–358.
- HÜBSCHER, H. (1962): Einführung in die Erdgeschichte unserer Schaffhauser Heimat. Mitt. natf. Ges. Schaffhausen 14.
- KIDERLEN, H. (1931): Beiträge zur Statigraphie und Paläogeographie des süddeutschen Tertiärs. N. Jb. Mineral. Geol. Paläont., Beilbd. 66 B, 215–384.
- LEMCKE, K., v. ENGELHARDT, W., und FÜCHTBAUER, H. (1953): Geologische und sedimentologische Untersuchungen im Westteil der ungefalteten Molasse des süddeutschen Alpenvorlandes. Beih. geol. Jb. 11.
- LINIGER, H. (1925): Geologie des Delsberger-Beckens und der Umgebung von Movelier. Beitr. geol. Karte Schweiz N.F. 55.
- (1966): Das plio-altpleistozäne Flussnetz der Nordschweiz. Regio basil. 7/2, 158–177.
- LINIGER, H. und HOFMANN, F. (1965): Das Alter der Sundgauschotter. Eclogae geol. Helv. 58/1, 215–229.
- MOOS, A. v., und NÄNNY, P. (1970): Grundwasseruntersuchungen im Klettgau. Eclogae geol. Helv. 63/2, 467–481.
- SCHREINER, A. (1961): Graupensandrinne, Juranagelfluh und Deckentuff im Hegau. Ber. natf. Ges. Freiburg i. Br. 51.
- (1966): Zur Stratigraphie der Oberen Meeresmolasse zwischen der Oberen Donau und dem Überlinger-See (Bad.-Württemb.). Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver. N.F. 48, 91–104.
- (1970): Erläuterungen zur Geologischen Karte des Landkreises Konstanz mit Umgebung. Geol. Landesamt Bad.-Württemb., Freiburg i. Br.
- WAGNER, G. (1962): Zur Geschichte des Bodensees. Ver. z. Schutze d. Alpenpfl. u. -Tiere 27, 1–27.

Geologische Karten

- ERB, L. (1931): Blatt 146: Hilzingen. Geol. Spez.-Karte v. Baden, 1:25000. Bad. Geol. Landesamt u. Schweiz. Geol. Komm.
- HANTKE, R. (1967): Geologische Karte des Kantons Zürich, 1:50000. Vjschr. natf. Ges. Zürich 112/2.
- HEIM, A., u. HÜBSCHER, J. (1931): Geologische Karte des Rheinflalls, 1:10000. Mitt. natf. Ges. Schaffhausen X.
- HOFMANN, F. (im Druck): Blatt 1031: Neunkirch. Geol. Atlas d. Schweiz, 1:25000. Schweiz. Geol. Komm.
- HÜBSCHER, J. (1957): Blatt 1032: Diessenhofen. Geol. Atlas d. Schweiz, 1:25000. Schweiz. Geol. Komm.
- SCHALCH, F. (1909): Blatt 144: Stühlingen. Geol. Spez.-Karte d. Grossherzogt. Baden, 1:25000. Bad. Geol. Landesanst. u. Schweiz. Geol. Komm.
- (1916): Blatt 145: Wiechs-Schaffhausen. Geol. Spez.-Karte d. Grossherzogt. Baden, 1:25000. Bad. Geol. Landesanst. u. Schweiz. Geol. Komm.
- SCHALCH, F., u. GÖHRINGER, K. (1921): Blatt 158: Jestetten-Schaffhausen. Geol. Spez.-Karte v. Baden, 1:25000. Bad. Geol. Landesanst. u. Schweiz. Geol. Komm.
- SCHREINER, A. (1970): Geologische Karte des Landkreises Konstanz mit Umgebung, 1:50000. Landesamt Bad.-Württemb.